

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Geografie

Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Petr Lemarie

**TOK VLHKOSTI A ATMOSFÉRICKÉ SRÁŽKY V EVROPĚ**  
**MOISTURE FLUXES AND PRECIPITATION IN EUROPE**

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha, 2012

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce**

*Tok vlhkosti a atmosférické srážky v Evropě*

### **Cíle práce**

*Cílem práce je prokázat závislost mezi srážkově vydatnými, resp. deficitními epizodami v Evropě a charakteristikami toku vlhkosti: jeho velikostí, převládajícím směrem a relativním zastoupením veličin, z nichž je tok vlhkosti odvozen.*

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

*Pomocí korelační analýzy budou studovány měsíční úhrny srážek v prostoru kontinentální Evropy a měsíční anomálie toku vlhkosti v širším prostoru Evropy, obojí s horizontálním rozlišením 2,5°. Srážkoměrná data budou čerpána z databáze Global Precipitation Climatology Centre, pro popis toků vlhkosti pak reanalýzy ERA-40, pokrývající období 1957 – 2002. Vybrané epizody silných srážek v Evropě budou vybrány na základě hydrologické odezvy a zkoumány pomocí charakteristik toku vlhkosti v denním kroku.*

Datum zadání: 15. listopadu 2010

Jméno studenta: Bc. Petr Lemarie

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

Jméno vedoucího katedry: doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Podpis vedoucího katedry:.....

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 30. 4. 2012

.....

Petr Lemarie

## **Poděkování**

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu své diplomové práce RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za věnovaný čas, cenné rady a připomínky. Dále pak bych chtěl poděkovat konzultantovi RNDr. Marku Kašparovi, Ph.D. z oddělení meteorologie Ústavu fyziky atmosféry AV ČR za přípravu použitých dat.

# Tok vlhkosti a atmosférické srážky v Evropě

## Abstrakt

Předkládaná diplomová práce se zabývá vlivem toku vlhkosti a veličin, ze kterých je odvozený, na srážkové úhrny v Evropě. Práce vychází z reanalýz NCAR/NCEP, ERA-40 a databází srážkových úhrnů GPCC a ECA&D. Na studované izobarické hladině 850 hPa převládá tok vlhkosti od západu, největších intenzit dosahuje nad Atlantikem okolo 55. rovnoběžky. Nejvyšší korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními úhrny srážek je v zimě na západním pobřeží Evropy, směrem k východu a během léta klesá. V některých oblastech Evropy, zejména ve východním Středomoří, je korelace velmi slabá nebo žádná. V různých oblastech Evropy souvisejí mimořádně vlhké měsíce s intenzivními toky vlhkosti z různých směrů, např. v České republice je korelace měsíčních srážkových úhrnů nejvyšší s tokem vlhkosti od severu. V práci je dále představeno několik vybraných epizod silných srážek v Evropě – při všech je zaznamenána anomálie toku vlhkosti, avšak liší se orientací a intenzitou. Tato anomálie je častěji způsobena vysokou rychlostí větru než vlhkostí vzduchu. To neplatí u všech událostí, k vyvození obecných zákonitostí chování toku vlhkosti v době silných srážek je potřeba další výzkum.

**Klíčová slova:** tok vlhkosti, srážky, rychlost větru, vlhkost vzduchu, korelace

# Moisture fluxes and precipitation in Europe

## Abstract

The present thesis deals with the influence of moisture flux and variables, it is derived from, on rainfall in Europe. Sources of this thesis are the NCAR/NCEP and the ERA-40 reanalysis and the GPCC and the ECA&D rainfall databases. A western moisture flux prevails on studied 850 hPa isobaric level, it reaches the highest intensities over the Atlantic around 55<sup>th</sup> parallel of latitude. There is the highest correlation between moisture flux magnitude and monthly rainfall in winter on the western coast of Europe and it decreases in summer and eastwards. The correlation is very weak or none in some parts of Europe, especially in the eastern Mediterranean. Extremely wet months are related with different intensive moisture flux directions in different parts of Europe, for example there is the highest correlation of monthly rainfall with the northern moisture flux in the Czech Republic. Several selected heavy precipitation episodes in Europe are presented in this thesis – during them the moisture flux anomaly is observed, but it differs in orientation and intensity. A high wind speed causes this anomaly more frequently than a humidity. This does not apply to every event, further research is needed to draw general patterns of moisture flux during high precipitation events.

**Keywords:** moisture flux, precipitation, rainfall, wind speed, humidity, correlation

## OBSAH

<b>Přehled použitých zkratk</b> .....	<b>8</b>
<b>Seznam obrázků a tabulek</b> .....	<b>9</b>
<b>1. Úvod</b> .....	<b>12</b>
<b>2. Srážky a tok vlhkosti v Evropě</b> .....	<b>14</b>
2.1 Mechanizmy vzniku srážek .....	14
2.1.1 <i>Kondenzace a depozice vodní páry</i> .....	14
2.1.2 <i>Srážky z vrstevnaté oblačnosti</i> .....	16
2.1.3 <i>Srážky z konvektivní oblačnosti</i> .....	17
2.2 Klimatologie srážek v zájmové oblasti .....	18
2.2.1 <i>Island</i> .....	19
2.2.2 <i>Severní Evropa</i> .....	20
2.2.3 <i>Západní Evropa</i> .....	22
2.2.4 <i>Střední a východní Evropa</i> .....	23
2.2.5 <i>Středomoří</i> .....	25
2.3 Faktory ovlivňující srážky .....	27
2.3.1 <i>Vliv synoptické situace na srážky</i> .....	27
2.3.2 <i>Vliv synoptické situace na výskyt povodní</i> .....	28
2.3.3 <i>Vpády stratosférického vzduchu do troposféry</i> .....	29
2.3.4 <i>Velkoprostorové oscilace klimatu</i> .....	29
2.3.5 <i>Vliv orografie</i> .....	30
2.3.6 <i>Zdroje vlhkosti</i> .....	31
2.4 Tok vlhkosti .....	33
2.4.1 <i>Podíl větru a vlhkosti vzduchu na toku vlhkosti</i> .....	33
2.4.2 <i>Vliv toku vlhkosti na srážky</i> .....	35

<b>3. Použitá data a metody .....</b>	<b>38</b>
3.1 Použitá data a jejich zdroje .....	38
3.1.1 <i>Data o toku vlhkosti</i> .....	39
3.1.2 <i>Srážková data</i> .....	40
3.2 Použité metody .....	41
3.2.1 <i>Popis klimatologie toku vlhkosti</i> .....	41
3.2.2 <i>Korelační analýzy</i> .....	42
3.2.3 <i>Vliv větru a vlhkosti</i> .....	44
3.2.4 <i>Analýza konkrétních srážkových událostí</i> .....	44
<b>4. Vliv toku vlhkosti na srážky.....</b>	<b>47</b>
4.1 Klimatologie toku vlhkosti v euroatlantické oblasti .....	47
4.1.1 <i>Zonální tok vlhkosti</i> .....	48
4.1.2 <i>Meridionální tok vlhkosti</i> .....	51
4.1.3 <i>Roční chod toku vlhkosti ve vybraných bodech Evropy</i> .....	53
4.2 Závislost srážek na velikosti toku vlhkosti.....	56
4.3 Vztah mezi úhrny srážek a tokem vlhkosti z jednotlivých směrů.....	58
4.4 Vztah mezi větrem, vlhkostí a srážkami .....	61
4.5 Analýza vybraných epizod silných srážek.....	64
4.5.1 <i>Itálie 1966</i> .....	64
4.5.2 <i>Maďarsko a Rumunsko 1970</i> .....	66
4.5.3 <i>Švédsko 1977</i> .....	68
4.5.4 <i>Alpy 1993</i> .....	69
4.5.5 <i>Západní Evropa 1995</i> .....	71
4.5.6 <i>Morava 1997</i> .....	73
4.5.7 <i>Velká Británie 2000</i> .....	74
4.5.8 <i>Čechy 2002</i> .....	76
<b>5. Shrnutí výsledků a jejich diskuze .....</b>	<b>79</b>
<b>6. Závěr .....</b>	<b>82</b>
<b>Seznam zdrojů informací.....</b>	<b>84</b>

## PŘEHLED POUŽITÝCH ZKRATEK

<b>ČHMÚ</b>	<b>Č</b> eský <b>h</b> ydrometeorologický <b>ú</b> stav
<b>ECA&amp;D</b>	<b>E</b> uropean <b>C</b> limate <b>A</b> ssessment <b>&amp;</b> <b>D</b> ataset = Hodnocení evropského klimatu & Dataset
<b>ERA</b>	<b>E</b> uropean <b>R</b> e- <b>A</b> nalysis = Evropské reanalýzy
<b>GPCC</b>	<b>G</b> lobal <b>P</b> recipitation <b>C</b> limatology <b>C</b> entre = Globální centrum klimatologie srážek
<b>IPCC</b>	<b>I</b> ntergovernmental <b>P</b> anel on <b>C</b> limate <b>C</b> hange = Mezivládní panel pro změnu klimatu
<b>NAO</b>	<b>N</b> orth <b>A</b> tlantic <b>O</b> scillation = Severoatlantická oscilace
<b>NCAR</b>	<b>N</b> ational <b>C</b> enter for <b>A</b> tmospheric <b>R</b> esearch = Národní centrum pro atmosférický výzkum
<b>NCEP</b>	<b>N</b> ational <b>C</b> enters for <b>E</b> nvironmental <b>P</b> rediction = Národní centra pro environmentální předpověď
<b>s. š.</b>	severní šířka
<b>USD</b>	<b>U</b> nited <b>S</b> tates <b>d</b> ollar = Americký dolar
<b>UTC</b>	<b>U</b> niversal <b>T</b> ime <b>C</b> oordinated = Koordinovaný světový čas
<b>v. d.</b>	východní délka
<b>z. d.</b>	západní délka



## SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

- Obr. 2.1 Oblaky druhu nimbostratus a cumulonimbus
- Obr. 2.2 Průměrné roční srážkové úhrny v Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC
- Obr. 2.3 Hovmöllerův diagram zachycující průměrné měsíční srážkové úhrny [mm] na 50. rovnoběžce
- Obr. 2.4 Průměrné měsíční srážkové úhrny na Islandu v letech 1961–1990 z dat IPCC
- Obr. 2.5 Klimadiagram pro Reykjavík
- Obr. 2.6 Průměrné měsíční srážkové úhrny v severní Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC
- Obr. 2.7 Klimadiagramy pro stanice Vardo, Bergen a Helsinky
- Obr. 2.8 Průměrné měsíční srážkové úhrny v západní Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC
- Obr. 2.9 Klimadiagramy pro města Shannon a Paříž
- Obr. 2.10 Průměrné měsíční srážkové úhrny ve střední a východní Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC
- Obr. 2.11 Klimadiagramy pro Prahu, Bělehrad a Moskvu
- Obr. 2.12 Průměrné měsíční srážkové úhrny ve Středomoří v letech 1961–1990 z dat IPCC
- Obr. 2.13 Klimadiagramy pro Gibraltar, Řím a Tel Aviv
- Obr. 2.14 Převládající směr větru v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa
- Obr. 2.15 Průměrná rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa
- Obr. 2.16 Měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa
- Obr. 2.17 Np v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa
- Obr. 2.18 Průměrná velikost meridionální složky toku vlhkosti vyjádřená hodnotou kumulativní distribuční funkce pro 14 největších letních povodní v České republice v letech 1958–2002

- Obr. 2.19 Roční chod velikosti toku vlhkosti z jednotlivých směrů v jihovýchodních Alpách na tlakových hladinách 850 a 500 hPa
- Obr. 3.1 Posunutí gridů na příkladu střední Evropy
- Obr. 4.1 Průměrná denní velikost toku vlhkosti v euroatlantické oblasti [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ]
- Obr. 4.2 Průměrná denní velikost toku vlhkosti od západu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ]
- Obr. 4.3 Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od západu [ $10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce
- Obr. 4.4 Průměrná denní velikost toku vlhkosti od východu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ]
- Obr. 4.5 Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od východu [ $10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce
- Obr. 4.6 Průměrná denní velikost toku vlhkosti od severu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ]
- Obr. 4.7 Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od severu [ $10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce
- Obr. 4.8 Průměrná denní velikost toku vlhkosti od jihu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ]
- Obr. 4.9 Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od jihu [ $10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce
- Obr. 4.10 Vybrané zájmové gridové body
- Obr. 4.11 Roční chod toku vlhkosti ze čtyř základních směrů ve vybraných bodech Evropy
- Obr. 4.12 Velikost korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny v Evropě
- Obr. 4.13 Roční chod velikosti korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny v Evropě
- Obr. 4.14 Velikost korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny a tokem vlhkosti
- Obr. 4.15 Velikost korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny a tokem vlhkosti ze směru, se kterým je velikost korelačního koeficientu nejvyšší
- Obr. 4.16 Velikost korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny v jednotlivých ročních obdobích a tokem vlhkosti
- Obr. 4.17 Závislost ročního úhrnu srážek na normovaném podílu rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu ve vybraných bodech v Evropě
- Obr. 4.18 Synoptická situace v Evropě 4. 11. 1966 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- Obr. 4.19 Synoptická situace v Evropě 13. 5. 1970 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- Obr. 4.20 Synoptická situace v Evropě 2. 5. 1977 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa

- Obr. 4.21 Synoptická situace v Evropě 2. 10. 1993 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- Obr. 4.22 Synoptická situace v Evropě 19. 1. 1995 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- Obr. 4.23 Synoptická situace v Evropě 6. 7. 1997 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- Obr. 4.24 Synoptická situace v Evropě 29. 10. 2000 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- Obr. 4.25 Synoptická situace v Evropě 12. 8. 2002 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa
- 
- Tab. 3.1 Vybrané případy silných srážek v Evropě
- Tab. 4.1 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Bologna v období 2.–6. 11. 1966
- Tab. 4.2 Hodnoty veličin během srážkové události v Itálii v roce 1966
- Tab. 4.3 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Baia Mare v období 11.–15. 5. 1970
- Tab. 4.4 Hodnoty veličin během srážkové události v Maďarsku a Rumunsku v roce 1970
- Tab. 4.5 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Falun v období 30. 4.–4. 5. 1977
- Tab. 4.6 Hodnoty veličin během srážkové události ve Švédsku v roce 1977
- Tab. 4.7 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Col du Grand St-Bernard v období 30. 9.–4. 10. 1993
- Tab. 4.8 Hodnoty veličin během srážkové události v Alpách v roce 1993
- Tab. 4.9 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Rennes v období 17.–21. 1. 1995
- Tab. 4.10 Hodnoty veličin během srážkové události v západní Evropě 1995
- Tab. 4.11 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Lysá hora v období 4.–8. 7. 1997
- Tab. 4.12 Hodnoty veličin během srážkové události na Moravě 1997
- Tab. 4.13 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Brize Norton v období 27.–31. 10. 2000
- Tab. 4.14 Hodnoty veličin během srážkové události ve Velké Británii 2000
- Tab. 4.15 Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Zinnwald v období 10.–14. 8. 2002
- Tab. 4.16 Hodnoty veličin během srážkové události v Čechách 2002

# 1. ÚVOD

Tok vlhkosti je zajímavou, přesto dosud poměrně málo prozkoumanou odvozenou meteorologickou veličinou, která má velký potenciál pro využití v hydrosynoptickém výzkumu. Hydrosynoptika se zabývá vztahem mezi srážkovými a hydrologickými extrémy a meteorologickými podmínkami, které je způsobují, v synoptickém měřítku.

Tok vlhkosti je vektorová fyzikální veličina, která popisuje pohyb vody v atmosféře. Jeho velikost je utvářena dvěma meteorologickými prvky – větrem a vlhkostí vzduchu. Směr toku vlhkosti je dán směrem větru. Při výzkumu se pracuje především s horizontální složkou toku vlhkosti, zkoumáním jeho vertikální složky se doposud nikdo nezabýval.

Tato práce navazuje na bakalářskou práci (Lemarie, 2010), jejímž cílem bylo zjistit, jakým způsobem se dílčí veličiny, vítr a vlhkost vzduchu, podílejí na utváření toku vlhkosti. Výzkum v bakalářské práci byl prováděn na čtyřech tlakových hladinách, zájmovou oblastí byla Evropa a její blízké okolí. Byla potvrzena hypotéza, že s rostoucí zeměpisnou šířkou roste při utváření toku vlhkosti význam větru na úkor vlhkosti vzduchu. Zároveň byl zkoumán také roční chod významu jednotlivých veličin pro utváření toku vlhkosti na hladině 850 hPa a bylo zjištěno, že zatímco v zimě má větší význam vítr, v létě je to vlhkost vzduchu.

Zájmovou oblastí předkládané diplomové práce je Evropa, přilehlá část Atlantského oceánu a Středomoří, včetně severní Afriky a části Blízkého Východu. Zájmová oblast je ohraničena na severu 70° s. š., na jihu 30° s. š., na západě 30° z. d. a na východě 40° v. d. Tok vlhkosti a jeho charakteristiky jsou v této práci zkoumány pouze na tlakové hladině 850 hPa. Vyššími hladinami se tato práce již nezabývá, protože velikost toku vlhkosti s výškou klesá a ve větších nadmořských výškách je její význam již malý (Benco, 2009; Müller et Kašpar, 2011). Datovými zdroji této práce jsou především reanalýzy NCAR/NCEP a databáze srážkových dat GPCC. V některých částech práce jsou použity také reanalýzy ERA-40 a databáze ECA&D.

V této práci je cílem nejprve popsat klimatologii toku vlhkosti v zájmové oblasti na hladině 850 hPa a následně zkoumat závislosti mezi velikostí a směrem toku vlhkosti a srážkovými úhrny, a to jak obecně, tak na konkrétních případech silných srážek.

Jednou z hypotéz je, že mezi tokem vlhkosti a srážkami existuje poměrně vysoká korelace. Cílem práce je potvrdit, nebo vyvrátit tuto hypotézu a kvantifikovat tuto korelaci v různých oblastech Evropy, v různých ročních dobách a vzhledem k různým směrům toku vlhkosti. Jedním z vedlejších cílů této práce je pak zjistit, jestli je velký tok vlhkosti během silných srážek více způsobován velkou rychlostí větru, nebo velkou vlhkostí vzduchu. Tuto problematiku dosud nikdo nezkoumal, takže výsledek výzkumu je zcela otevřený.

Rešeršní část práce nejprve obecně vysvětluje mechanismy vzniku srážek, dále popisuje klimatologii srážek v Evropě, především z hlediska normálových ročních srážkových úhrnů a ročních chodů srážek v jednotlivých oblastech. V další části rešerše jsou popsány faktory ovlivňující vznik srážek a jejich úhrny, především ve velkém měřítku. Poslední kapitola rešerše se věnuje toku vlhkosti, především shrnuje výsledky studií, které byly k tomuto tématu dosud provedeny.

Třetí kapitola popisuje datové zdroje a metody, které byly v této práci použity. Výzkumná část práce nejprve popisuje klimatologii toku vlhkosti v zájmové oblasti a následně zkoumá korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny, a to nejprve pouze z hlediska skalární velikosti a následně se zohledněním směru toku vlhkosti. Další kapitola se věnuje studiu vlivu rychlosti větru a vlhkosti vzduchu na roční srážkové úhrny a poslední kapitola výzkumné části práce zkoumá osm vybraných případů silných srážek v Evropě z hlediska velikosti a směru toku vlhkosti, rychlosti větru a vlhkosti vzduchu. V diskuzi budou shrnuty dosažené výsledky, které budou porovnány s výsledky dosaženými v jiných pracích. Zároveň budou popsány klady a zápory metod použitých ve výzkumné části. Závěr je pak zaměřen především na možnosti dalšího využití toku vlhkosti v hydrosynoptickém výzkumu.

## 2. SRÁŽKY A TOK VLHKOSTI V EVROPĚ

### 2.1 Mechanizmy vzniku srážek

„Atmosférické srážky jsou částice vzniklé následkem kondenzace vodní páry v ovzduší a vyskytují se v atmosféře, na povrchu země nebo předmětech v atmosféře v kapalně nebo pevné fázi.“ (Sobíšek et al., 1993, s. 296)

Atmosférické srážky se rozdělují na usazené a padající. Padající srážky vznikají růstem oblačných částic a můžeme je rozdělit na stratiformní a konvektivní (Řezáčová et al., 2007). Vzniku oblačnosti a usazených srážek se věnuje kap. 2.1.1. Vznik stratiformních srážek, neboli srážek z vrstevnaté oblačnosti je popsán v kap. 2.1.2 a vzniku konvektivních srážek se věnuje kap. 2.1.3.

#### 2.1.1 Kondenzace a depozice vodní páry

Ke kondenzaci nebo depozici vodní páry dochází v případě, že napětí nasycené vodní páry  $E$  klesne na úroveň napětí vodní páry  $e$ . Velikost  $E$  je závislá na teplotě vzduchu, s rostoucí teplotou vzduchu roste  $E$ . K nasycení vzduchu vodní párou dochází nejčastěji při izobarickém poklesu teploty vzduchu nebo při adiabatickém výstupu vzduchové částice.

Teplota, při které by v případě izobarického ochlazování vzduchové částice došlo k vyrovnání  $e$  a  $E$ , se nazývá teplota rosného bodu  $\tau$ . Teplota rosného bodu je v případě, že vzduch není nasycen vodní párou, nižší než teplota vzduchu. Pokud dojde k poklesu teploty vzduchu na úroveň teploty rosného bodu, dochází ke kondenzaci, případně k depozici vodní páry (Řezáčová et al., 2007; Vysoudil, 1997).

K izobarickému ochlazení vzduchu na teplotu rosného bodu dochází v přírodě nejčastěji vlivem radiačního vyzařování. Tím vzniká mlha nebo nízký stratus. Z oblaku druhu stratus může vypadávat slabé mrholení. (Dvořák, 2008).

Ke kondenzaci nebo depozici vodní páry může docházet také na zemském povrchu a různých předmětech. Kondenzace nebo depozice vodní páry na zemském povrchu nebo pevných předmětech je jedním z procesů vzniku usazených srážek. K usazeným srážkám dochází v případě, že teplota pevného povrchu je nižší nebo

stejná jako teplota rosného bodu přiléhajícího vzduchu. Je-li teplota pevného povrchu kladná, vznikají kapalně usazené srážky, nejčastěji rosa. Je-li teplota povrchu záporná, dochází k depozici vodní páry a vzniku pevných usazených srážek, například jíní (Vysoudil, 1997).

K adiabatickému ochlazení je nutný vzestupný pohyb vzduchu. Stoupající vzduch se dostává do hladin s nižším atmosférickým tlakem a rozpíná se. K nasycení vzduchové částice vodní párou a tedy k její kondenzaci či depozici dochází v případě, že stoupající vzduchu dosáhne kondenzační hladiny (Vysoudil, 1997).

Stoupající částice suchého nebo vlhkého nenasyceného vzduchu se adiabaticky ochlazuje o 1 °C na 100 m. Tuto hodnotu nazýváme suchoadiabatický gradient. Je-li vzduchová částice nasycená vodní párou, ochlazuje se při výstupu pomaleji, protože dochází ke kondenzaci vodní páry a tím k uvolňování latentního tepla, které vzduchovou částici dodatečně ohřívá. Velikost poklesu teploty nasycené vzduchové částice s výškou označujeme jako nasyceně adiabatický gradient. Jeho velikost se s teplotou mění, ale v nejčastěji se vyskytujících teplotách při zemském povrchu se pohybuje okolo 0,65 °C na 100 m (Bednář, 2003).

Výstup vzduchu může mít různé příčiny, nejčastěji je způsoben frontálními rozhraními, orografií nebo termickou konvekcí. Různé příčiny vyvolávají srážky o různé intenzitě a délce trvání (Dvořák, 2008).

Dosažením napětí nasycení je odstartován proces fázového přechodu od plynné fáze vody ke kapalně nebo pevně. Nová kapička vody se utvoří z molekulárního komplexu, jakmile jeho velikost přesáhne kritickou hodnotu. Tento proces se označuje jako nukleace. Jednotlivé molekuly vody mají tendenci shlukovat se na molekulách pevných látek označovaných jako kondenzační jádra. Kondenzačními jádry jsou nejčastěji molekuly solí nebo různých znečišťujících pevných látek. Ty jsou ve vzduchu přítomny prakticky vždy. Kondenzační jádra fungují častěji jako ledová jádra, na kterých vznikají zárodečné ledové krystalky (Řezáčová, 2010).

Zárodečné kapičky a ledové krystalky dále narůstají, propojují se a utváří větší, oblačné kapičky a krystalky. K udržení oblačných kapiček a ledových krystalků ve vzduchu je nutný výstupný pohyb vzduchu. Čím je oblačná částice větší, tím větší musí být rychlost výstupného pohybu, jinak dochází k vypadávání těchto částic z oblaku. Kapky a krystaly, které vypadnou z oblaku, se označují jako srážkové částice (Řezáčová, 2010).

Padající, nebo též vertikální srážky mohou být kapalně nebo pevně. Kapalně padající srážky označujeme jako déšť, pokud je velikost kapek větší než 0,25 mm, nebo mrholení, pokud je menší. Padající srážky v pevném skupenství jsou nejčastěji sníh, ale mohou to být také sněhové krupky, sněhová zrna, námrazové krupky, zmrzlý déšť, kroupy nebo ledové jehličky. Padající srážky, ve kterých jsou přítomny jak kapalně, tak pevně částice, označujeme jako smíšené srážky (Vysoudil, 1997; Sobíšek et al., 1993).

### 2.1.2 Srážky z vrstevnaté oblačnosti

Srážky můžeme dělit na stratiformní a konvektivní. Stratiformní srážky mají obvykle nižší intenzitu než konvektivní, ale zato delší trvání a zasahují větší oblast (Dvořák, 2008). Vypadávají nejčastěji z oblaku druhu nimbostratus (obr. 2.1), mohou vypadávat také z oblaků druhu altostratus, a ve formě mrholení rovněž z oblaků druhu stratus a stratocumulus (Vysoudil, 1997).



**Obr. 2.1: Oblaky druhu nimbostratus (vlevo) a cumulonimbus (Zdroj: Racko et Eichler, 2004)**

Trvalé srážky zasahující rozsáhlá území vznikají většinou na atmosférických frontách, teplých, studených i okluzních. Ty jsou spojeny s cyklóny, které v mimotropických šířkách dosahují rozměrů několika set až tisíc kilometrů. Délka samotných front se pak pohybuje rovněž ve stovkách kilometrů (Řezáčová, 2010).

Na studené frontě dochází k podsouvání relativně chladnějšího vzduchu pod teplejší. Teplejší vzduch je vytlačován do vyšších vrstev a tím dochází ke vzniku oblačnosti. Na teplé frontě naopak teplejší vzduch vyklouzává po studenějším a pomalu tlačí studenější vzduch před sebou. Vyklouzávání teplejšího vzduchu vede opět ke vzniku oblačnosti. Protože se studená fronta pohybuje rychleji než teplá, v průběhu vývoje cyklóny studená fronta postupně dohoní teplou, čímž vznikne fronta okluzní, na které rovněž může vznikat oblačnost (Bednář, 2003).

Srážky vypadávající z nimbostratů většinou trvají od několika hodin až po několik dnů a mohou se vyskytovat po celé délce fronty. Doba trvání srážek v daném místě závisí na rychlosti postupu fronty a na rychlosti a směru pohybu vlastní cyklóny (Dvořák, 2008).

Ke vzniku vrstevnaté oblačnosti spojené se srážkami dochází také na návětrných stranách vysokých pohoří. Vzduch přicházející na úpatí hor je nucen vystupovat podél svahu do vyšších hladin a tím dochází k jeho adiabatickému ochlazení. Po dosažení výstupné kondenzační hladiny dochází ke vzniku oblačnosti a mohou vypadávat srážky (Bednář, 2003).



### 2.1.3 Srážky z konvektivní oblačnosti

Konvektivní srážky vypadávají z oblaků druhu cumulonimbus (obr. 2.1) a ve výrazně menší míře také z oblaků druhu cumulus. Ke vzniku těchto oblaků dochází při instabilním zvrstvení atmosféry. To je případ, kdy teplota vzduchu s výškou klesá rychleji, než se adiabaticky ochlazuje stoupající vzduch. To znamená, že pokud přesuneme vzduchovou částici o stejné teplotě do vyšší hladiny, aniž by došlo k výměně energie s okolím, bude tato částice relativně teplejší oproti okolnímu vzduchu. V důsledku toho bude následně samovolně stoupat. Tento proces označujeme jako konvekce (Bednář, 2003).

Termická konvekce vzniká během dnů s vysokou intenzitou slunečního záření v důsledku nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu. Nad povrchy, které se více ohřívají, je teplejší vzduch, než nad povrchy, které se ohřívají méně. Teplejší vzduch má menší hustotu a na základě Archimédova zákona samovolně stoupá vzhůru. Pokud je zvrstvení atmosféry instabilní, vzduchová částice stoupá, dokud se nedostane do hladiny se zvrstvením vzduchu, které je pro ni stabilní. Vzestupné pohyby jsou kompenzovány sestupnými pohyby, častěji nad relativně chladnějšími povrchy, nicméně plošné rozložení sestupů a vzestupů vzduchu je při termické konvekci do značné míry náhodné. Ke spuštění konvekce je zapotřebí určitý spouštěcí impuls, kterým může být uvnitř vzduchové hmoty sbíhavost přízemního proudění, někdy stačí jenom slabá turbulence (Dvořák, 2008).

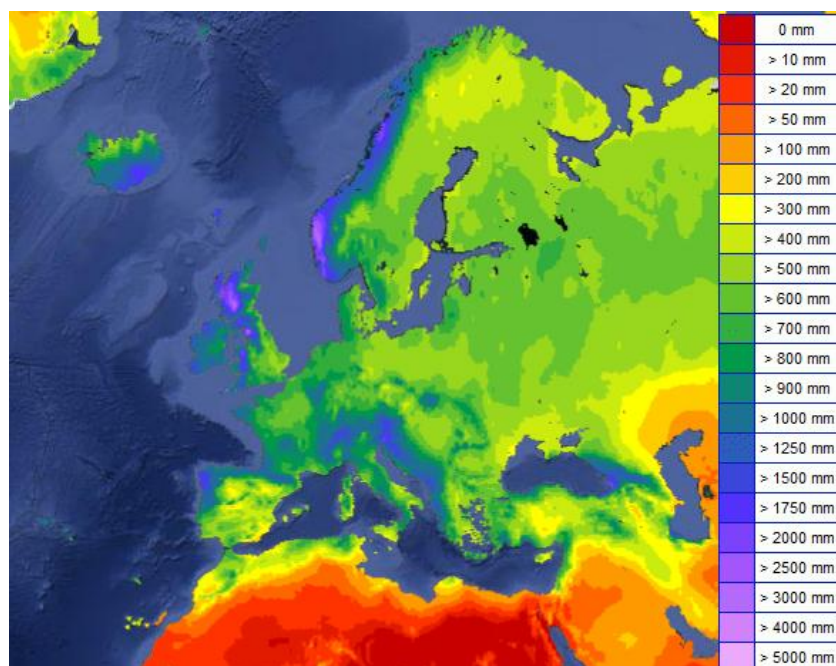
Zvrstvení troposféry nemusí být pro vzduchovou částici instabilní v celém objemu, ale třeba až od určité výšky, kterou nazýváme hladina volné konvekce. Aby v takovém případě došlo ke spuštění konvekce, je nutné, aby se vzduchová částice od zemského povrchu nějakým způsobem dostala nad tuto hladinu. K tomu nejčastěji dochází při přechodu studené fronty nebo při výstupu vzduchové částice podél svahu. Konvekci, která potřebuje takovýto spouštěcí mechanismus, nazýváme vynucená konvekce (Dvořák, 2008).

Jakmile je volná konvekce spuštěna, dochází k rychlému výstupu vzduchové hmoty do vyšších hladin a tím k jejímu adiabatickému ochlazování. V případě nasycení vzduchu vodní párou vzniká kupovitá neboli konvektivní oblačnost druhu cumulus a případně i cumulonimbus. Při velmi silné konvekci dochází ke konvektivním bouřím, s vysokými srážkovými úhrny a dalšími nebezpečnými jevy, jako jsou blesky, krupobití nebo tornáda. Extrémní srážky vyvolané konvektivními bouřemi mají oproti stratiformním srážkám větší intenzitu, ale trvají kratší dobu a zasahují menší území (Dvořák, 2008).

## 2.2 Klimatologie srážek v zájmové oblasti

Roční srážkové úhrny v různých oblastech Evropy se značně liší, i když ne tolik jako na jiných kontinentech. Meteorologickou stanicí s nejvyšším průměrným ročním úhrnem srážek v Evropě je Crkvice, která se nachází v Černé hoře na úpatí Dinárských hor při pobřeží Boky Kotorské. Za rok zde průměrně spadne 5317 mm srážek (Martyn, 1985). Naopak nejsušší místo Evropy se nachází při ústí Volhy do Kaspického moře v Astrachani. Průměrný roční úhrn srážek na stanici Astrachaň je pouze 190 mm (Martyn, 1985). Tato stanice leží již mimo zájmovou oblast této práce.

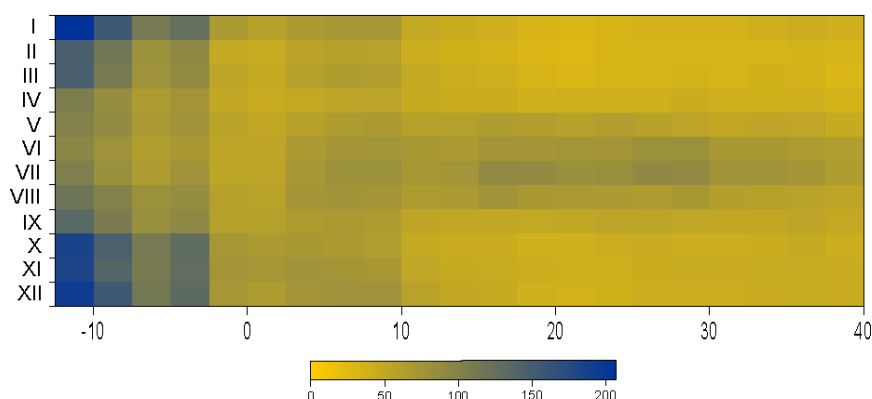
Mapa (obr. 2.2) zachycuje průměrné roční srážkové úhrny v zájmové oblasti této práce za normálové období 1961–1990 z dat IPCC (Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012). Z mapy je patrné, že obecně srážkově bohatší je západní pobřeží Evropy, zejména pobřeží Norska a západní pobřeží Irska a Velké Británie. Vysoké srážkové úhrny jsou také na jadranském pobřeží Balkánského poloostrova, kde se nachází již zmiňované nejdeštivější místo Evropy, Crkvice. Směrem k východu průměrné srážkové úhrny klesají. Například na západním pobřeží Velké Británie průměrné roční srážkové úhrny přesahují 2000 mm, zatímco na východě, v okolí Londýna nedosahují ani 600 mm. Ještě výraznější pokles srážek směrem od pobřeží do vnitrozemí je ve Skandinávii, kde Skandinávské pohoří významně působí jako bariéra pro proudění. Zatímco západní návětrné svahy Skandinávského pohoří dostávají ročně téměř 2500 mm srážek, na východních svazích spadne pouze 600 mm vody za rok. Vysoká pohoří mají vliv na srážkové úhrny i v jiných částech Evropy, což je patrné například u Alp nebo Karpat, kde jsou zaznamenávány vyšší srážkové úhrny, než v jejich okolí. Vlivu orografie na srážky se blíže věnuje kap. 2.3.5. Nejsušším územím zájmové oblasti této



**Obr. 2.2: Průměrné roční srážkové úhrny v Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC (Zdroj: Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012)**

práce je severní Afrika, kam zasahuje poušť Sahara. Průměrné roční srážkové úhrny zde na většině území nedosahují 100 mm.

Roční chod průměrných srážkových úhrnů je v různých částech Evropy různý. Například na 50. rovnoběžce je opačný roční chod v západní a střední Evropě. Obr. 2.3 zobrazuje Hovmöllerův diagram ročního chodu srážek na 50. rovnoběžce v Evropě. V západním Irsku spadne nejvíce srážek na podzim a v zimě, směrem k východu se roční chod postupně vyrovnává. Mezi 0°–10° v. d. je roční chod srážek přibližně vyrovnaný. Dále na východ pak začínají dominovat letní srážky. Dominance letních srážek je největší mezi 15°–30° v. d., směrem k východu dochází opět k jistému zmenšování rozdílů mezi letními a zimními srážkami. Tvorbě Hovmöllerových diagramů se blíže věnuje kap. 3.2.1 a také článek (Hovmöller, 1949).



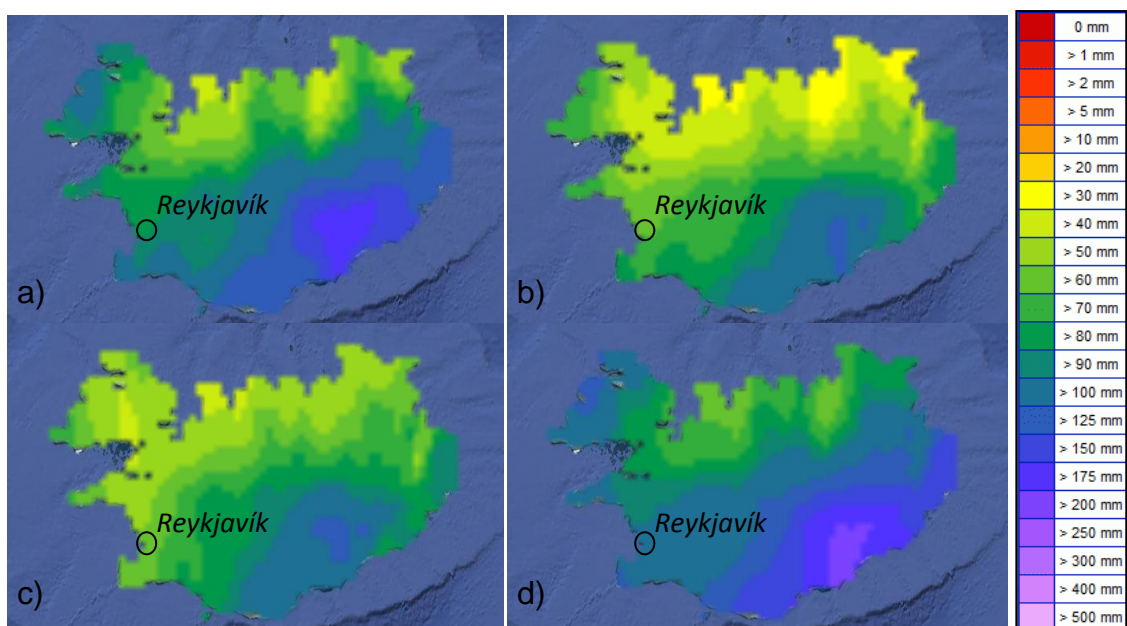
**Obr. 2.3: Hovmöllerův diagram zachycující průměrné měsíční srážkové úhrny [mm] na 50. rovnoběžce**

Následující podkapitoly práce se věnují popisu srážkových režimů v jednotlivých oblastech Evropy. Tyto oblasti jsou vymezeny na základě geografické polohy, takže jejich srážkový režim nemusí být vždy homogenní.

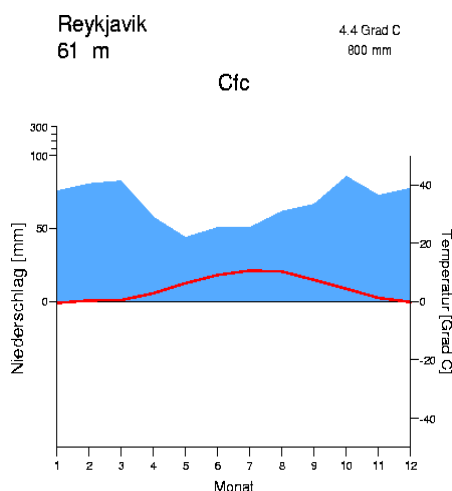
### 2.2.1 Island

Island se nachází na rozhraní subarktického a mírného klimatu. Zatímco v oblasti mírného klimatu převládá po celý rok západní proudění, v oblasti subarktickém klimatu převažuje v zimě východní cirkumpolární proudění. V oblasti Islandu a jeho okolí se nachází islandská tlaková níže, po většinu roku se zde tedy vyskytují cyklóny, jejichž poloha vzhledem k Islandu určuje směr proudění vzduchu a s tím související srážkové úhrny v jednotlivých oblastech (Blüthgen, 1966).

Úhrn srážek na Islandu se v různých oblastech značně liší vlivem orografie a cyklonální aktivity. Na severním pobřeží spadne za rok 500–600 mm, na jihovýchodě 1200–1600 mm (Martyn, 1985). Roční chod srážek na Islandu je vyrovnaný, s mírnou převahou zimních srážek nad letními (obr. 2.4). Na Islandu spadne nejvíce srážek na podzim (maximum v říjnu) a na konci zimy. Minimum srážek připadá na květen (obr. 2.5).



**Obr. 2.4: Průměrné měsíční srážkové úhrny na Islandu v letech 1961–1990 z dat IPCC**  
a) v lednu; b) v dubnu; c) v červenci; d) v říjnu (Zdroj: Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012)



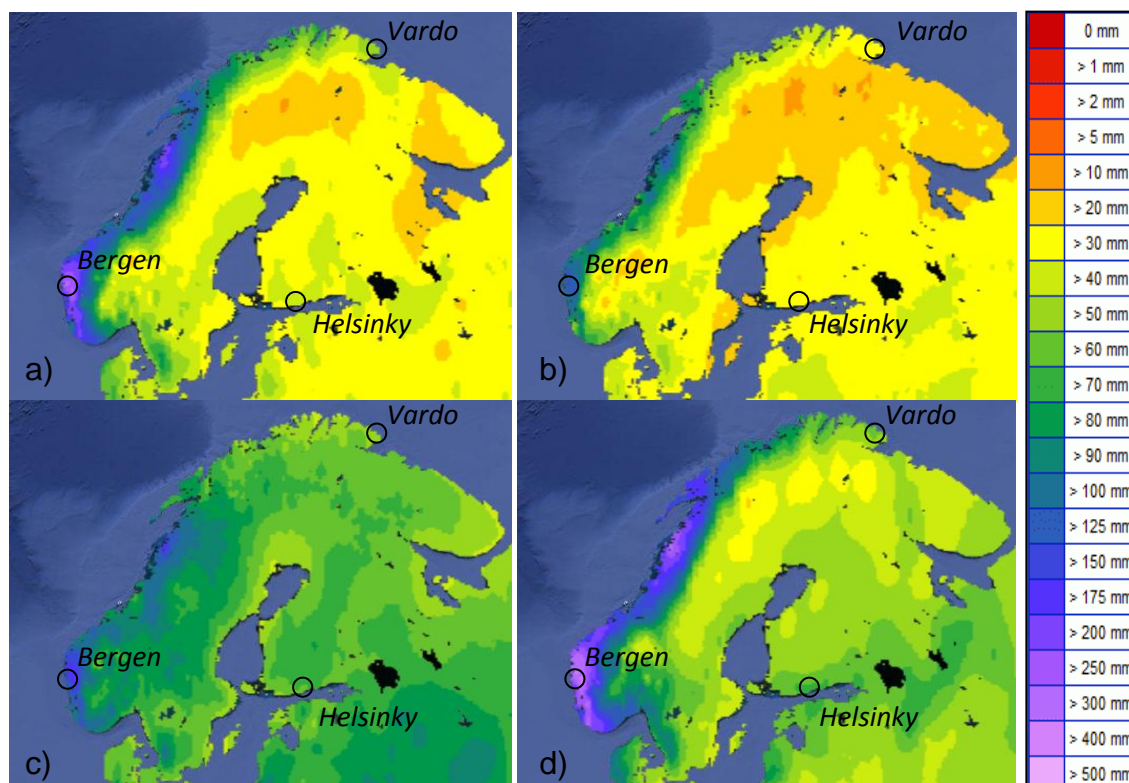
**Obr. 2.5: Klimadiagram pro Reykjavík** (Zdroj: Klimadiagramme, 2011)

## 2.2.2. Severní Evropa

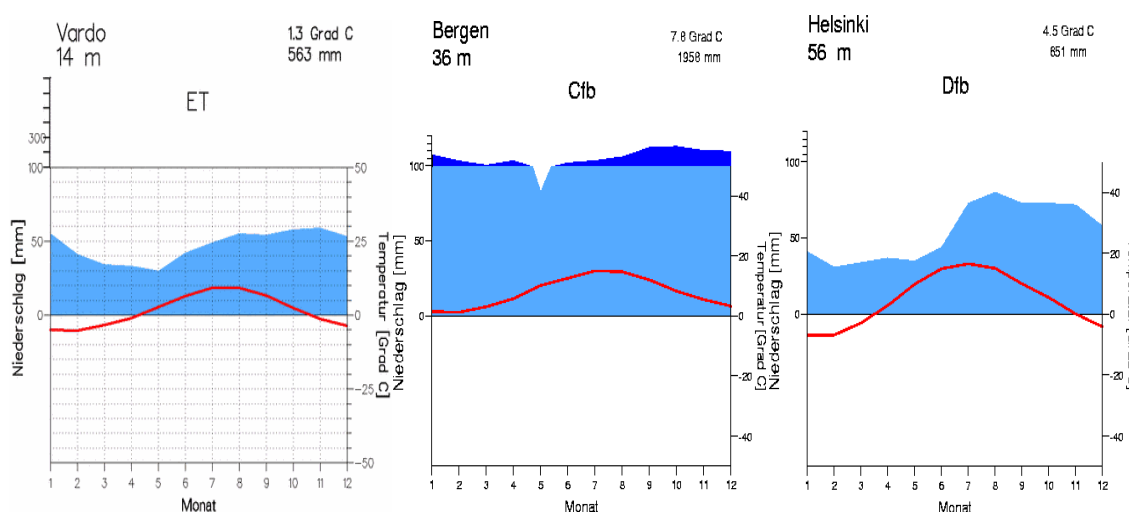
Nejsevernější část Evropy se nachází v oblasti subarktického klimatu, kde v zimě převládá východní proudění, nicméně oblast přibližně od 70. rovnoběžky na jih už leží v mírném podnebném pásu, ve kterém převládá po celý rok západní proudění. To přináší do Evropy oceánický vzduch z Atlantiku (Blüthgen, 1966).

Ve Skandinávii se výrazně uplatňuje vliv vysokých pohoří na srážky. Skandinávské pohoří brání pronikání vlhkého oceánického vzduchu dále k východu, a proto jsou srážky na jeho návětrné straně mnohem vyšší než na straně závětrné (obr. 2.6). Tento efekt se projevuje po celý rok, i když v různých ročních dobách s různou intenzitou. Roční úhrny srážek na jihozápadě Norska překračují 2000 mm, v severní Skandinávii se pohybují pouze mezi 500 a 600 mm (Klimadiagramme, 2011).

Srážky na atlantickém pobřeží mají maximum na podzim a minimum na jaře. V říjnu spadne na jihozápadě Norska více než 300 mm srážek, v dubnu je to jen okolo 100 mm. Zimní srážky jsou větší než letní. V závětrí Skandinávského pohoří, tedy ve Švédsku, ale i ve Finsku a na poloostrově Kola se roční chod srážek liší od atlantického pobřeží. Zde totiž převládají letní srážky nad zimními a léto je obdobím srážkového maxima. Rozdíly ve srážkových úhrnech mezi západními a východními svahy Skandinávského pohoří jsou v létě jen malé. V červenci spadne ve Finsku



**Obr. 2.6: Průměrné měsíční srážkové úhrny v severní Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC a) v lednu; b) v dubnu; c) v červenci; d) v říjnu (Zdroj: Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012)**



**Obr. 2.7: Klimadiagramy pro stanice Vardo, Bergen a Helsinki (Zdroj: Klimadiagramme, 2011)**



i Švédsku okolo 100 mm srážek, zatímco v lednu je to jen přibližně 30 mm. Množství srážek také ubývá od jihu k severu, byť rozdíl mezi jihem a severem Skandinávského poloostrova není zdaleka tak výrazný jako rozdíl mezi západem a východem.

Klimadiagramy zachycují roční chod měsíčních srážkových úhrnů na třech stanicích v severní Evropě (obr. 2.7). Stanice Vardo leží na severním pobřeží Norska, Bergen se nachází na západě Norska v návětrí Skandinávského pohoří a Helsinky v jižním Finsku. Všechny tři stanice leží na pobřeží, takže vliv nadmořské výšky se neuplatňuje.

### 2.2.3 Západní Evropa

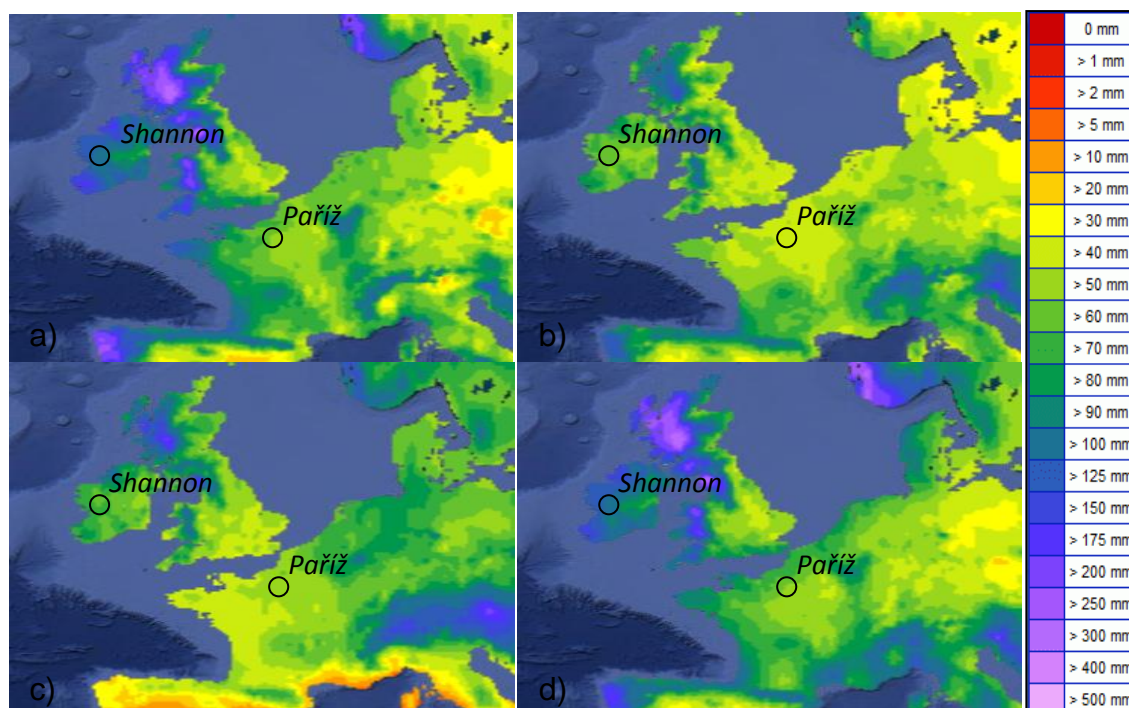
V západní Evropě po celý rok převládá západní proudění, které s sebou přináší vlhký oceánický vzduch z Atlantiku. Oblast západní Evropy je významně ovlivňována klimatickými akčními centry atmosféry – islandskou tlakovou níží a azorskou tlakovou výší, které jsou hnací silou pro západní proudění v oblasti mezi nimi. Srážky v této oblasti jsou způsobovány především činností cyklón, které postupují z Atlantiku směrem nad pevninu (Blüthgen, 1966).

Roční úhrny srážek se v západní Evropě pohybují od 600 do 2000 mm (obr. 2.2). Na Britských ostrovech klesají od západu k východu. Nejvíce srážek spadne v západním Skotsku (přes 2000 mm/rok), naopak nejméně v okolí Londýna (600 mm/rok). Nejdeštivějším ročním obdobím je zima (maximum v lednu a prosinci), nejsušším jaro a léto (obr. 2.8). Klimadiagram zachycuje roční chod srážek ve městě Shannon, které leží na západním pobřeží Irska. Zde jsou srážkové úhrny nejvyšší na počátku zimy a v průběhu zimy klesají (obr. 2.9). Na jaře a na počátku léta pak dosahují nejnižších hodnot a následně od srpna opět rostou. Roční amplituda srážek na Britských ostrovech od západu k východu klesá, na východě je velmi malá.

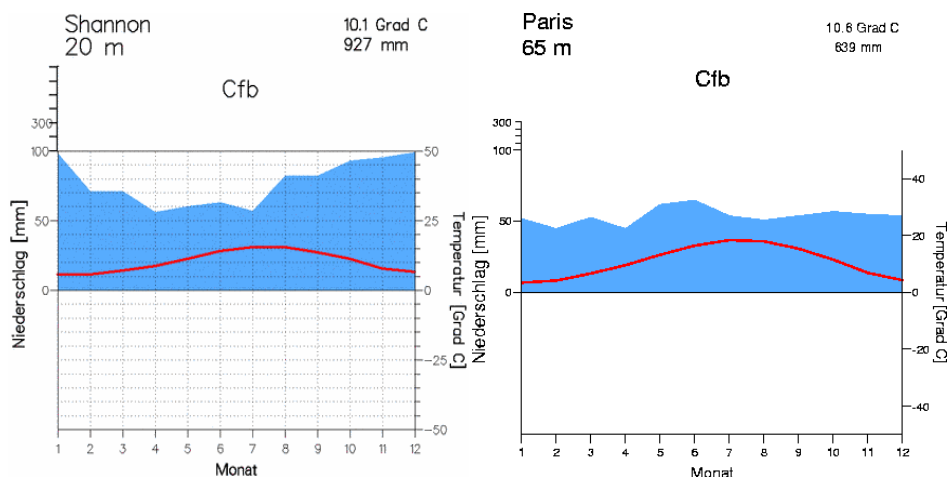
Na západě kontinentální Evropy včetně Jutského poloostrova jsou roční srážkové úhrny ve srovnání s Britskými ostrovy nižší a také vyrovnanější v ročním chodu. Pohybují se zpravidla okolo 60 mm za měsíc. Vyšších úhrnů dosahují v návětrí hor, například Středoněmecké vysočiny, Francouzského středohoří nebo na Bretaňském poloostrově. Bretaňský poloostrov se charakterem srážek podobá Britským ostrovům, srážkové úhrny jsou nejvyšší v zimě, kdy překračují 100 mm za měsíc, a mají větší roční amplitudu.

Specifické podnebí má nejvyšší evropské pohoří, Alpy, kde se významně projevují orografické efekty (viz kap. 2.2.5). Roční úhrny srážek se výrazně liší v závislosti na nadmořské výšce a místních vlivech. Na svazích Alp dosahují 2300 mm, naproti tomu v údolích uvnitř Alp pouze 500 mm (Frei et Schär, 1998). Roční amplituda srážek je vyšší než v západní Evropě, s maximem v létě a minimem v zimě. Například na stanici Murska Sobota ve Slovinsku, kde spadne ročně 870 mm srážek, je nejdeštivějším měsícem červenec, kdy spadne 115 mm srážek, nejsušším leden

s 36 mm (Globevnik et Mikoš, 2009), nicméně roční amplituda srážek se v jednotlivých oblastech Alp značně liší.



**Obr. 2.8: Průměrné měsíční srážkové úhrny v západní Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC a) v lednu; b) v dubnu; c) v červenci; d) v říjnu (Zdroj: Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012)**



**Obr. 2.9: Klimadiagramy pro města Shannon a Paříž (Zdroj: Klimadiagramme, 2011)**

## 2.2.4 Střední a východní Evropa

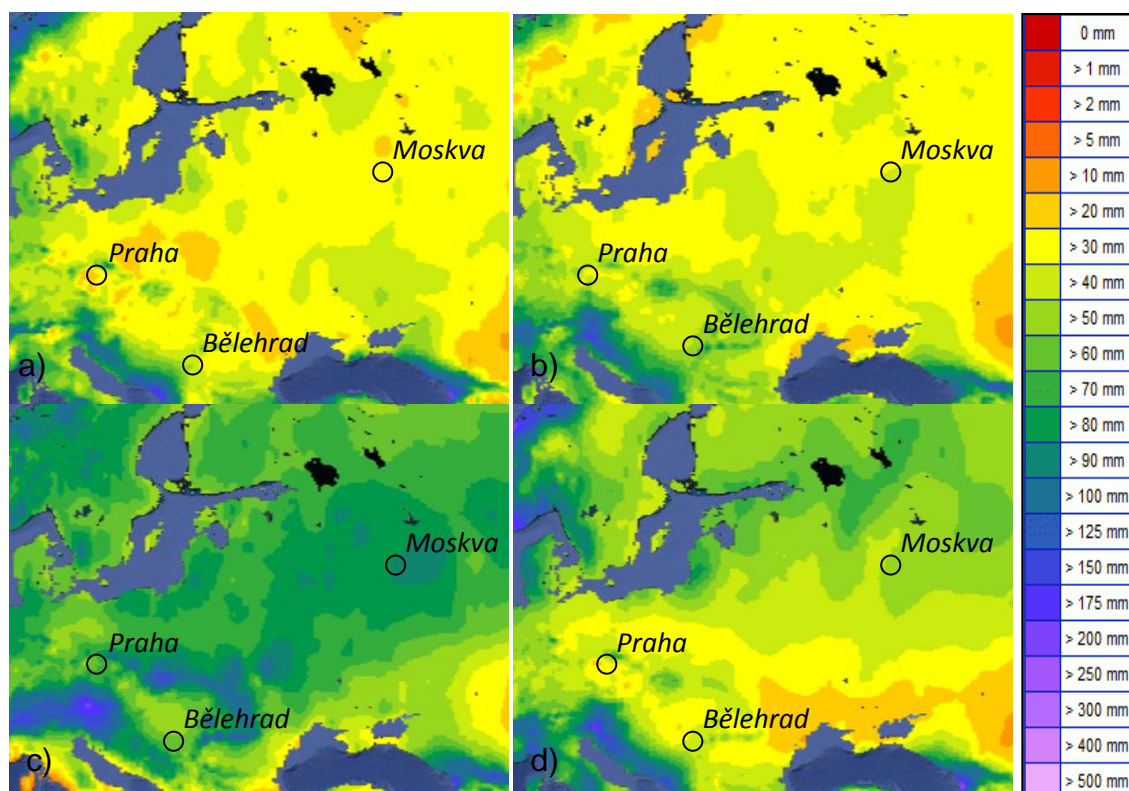
Také v oblasti střední a východní Evropy převládá západní proudění vzduchu, ovšem směrem k východu jeho význam klesá. Východní Evropa je pak v zimě často pod vlivem sibiřské tlakové výše (Blüthgen, 1966).

Průměrné roční srážkové úhrny jsou v celé oblasti podobné, v nížinách se pohybují mezi 400 a 700 mm (obr. 2.2). Nejnižší roční srážkové úhrny jsou zaznamenávány na severním pobřeží Černého moře, kde dosahují 400 mm, směrem k severu

mírně rostou. Srážkové úhrny okolo 700 mm jsou pak zaznamenávány v Pobaltí. V horských oblastech jsou srážkové úhrny zpravidla vyšší, protože zde jsou srážky ovlivňovány různými místními vlivy (viz kap. 2.2.5). Ve vnitrozemí Balkánského poloostrova se roční úhrny srážek pohybují okolo 500–1000 mm.

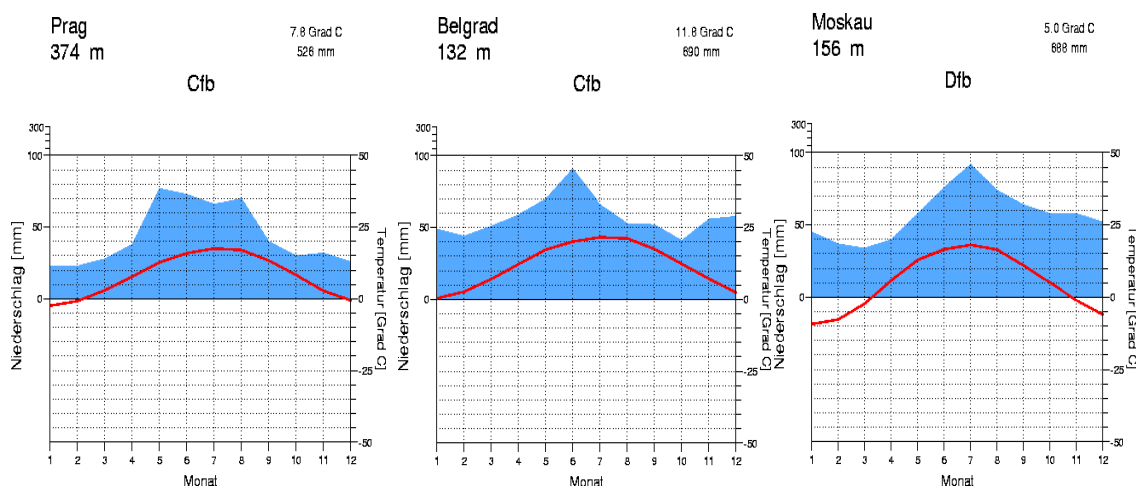
Roční chod srážek je v celé oblasti podobný (obr. 2.10). Nejvyšší srážkové úhrny jsou zaznamenávány v létě, v červenci spadne v nížinách východní Evropy průměrně 90 mm srážek (Klimadiagramme, 2011). V zimě jsou srážky nižší, i když se nemusí jednat o minima. Minimální srážkové úhrny se můžou vyskytovat na jaře, jak tomu je například v Pobaltí, i na podzim, jako například při severním pobřeží Černého moře. Na pobřeží Černého moře má roční chod srážek dvě maxima, hlavní v létě a druhotné v zimě. Jaro a podzim jsou srážkově chudší (Klimadiagramme, 2011).

Klimadiagramy zachycují roční chod průměrných měsíčních srážkových úhrnů v Praze, Bělehradě a Moskvě (obr. 2.11). V Praze spadne nejvíce srážek od května do srpna, nejméně od prosince do února (Klimadiagramme, 2011). Směrem k východu se srážkové maximum posouvá dále do léta. Na západě Slovenska jsou nejvyšší srážkové úhrny zaznamenávány v červnu, na východě až v červenci (Parajka et al., 2009). V Bělehradě je nejdeštivějším měsícem červen, nejsušším říjen (Klimadiagramme, 2011). Srážky v Moskvě mají jednoduchý roční chod s maximem v červenci a minimem v únoru.



**Obr. 2.10: Průměrné měsíční srážkové úhrny ve střední a východní Evropě v letech 1961–1990 z dat IPCC a) v lednu; b) v dubnu; c) v červenci; d) v říjnu (Zdroj: Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012)**





Obr. 2.11: Klimadiagramy pro Prahu, Bělehrad a Moskvu (Zdroj: Klimadiagramme, 2011)

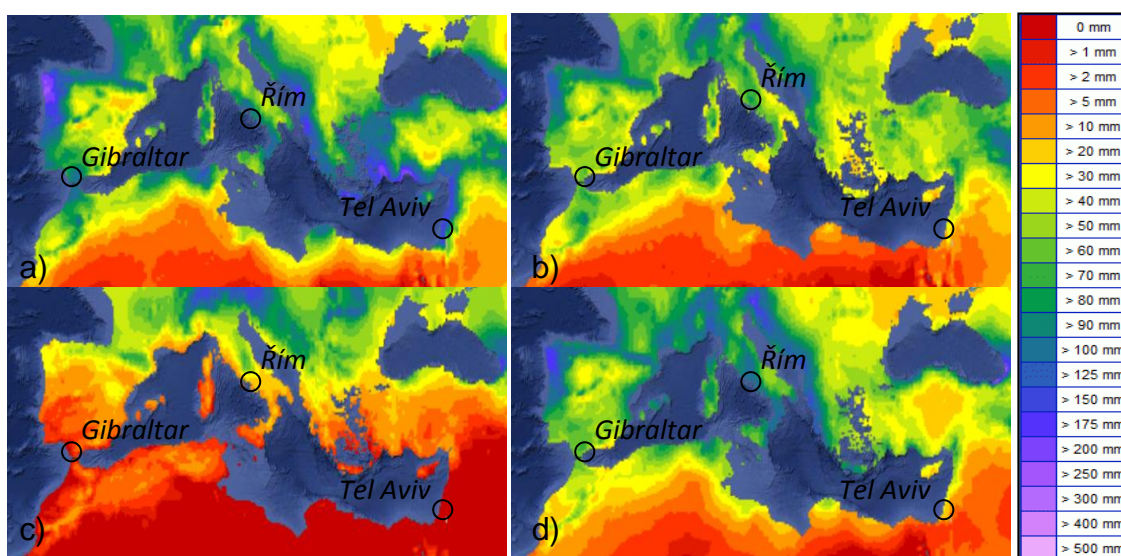
## 2.2.5 Středomoří

Roční úhrny srážek v jednotlivých oblastech Středomoří se značně liší. Zatímco v horských oblastech Apeninského poloostrova, na severozápadě Pyrenejského poloostrova nebo v jižním Turecku překračují 1000 mm, například v některých oblastech Sýrie nedosahují ani 100 mm (obr. 2.2). Severozápad Pyrenejského poloostrova spadá geograficky do oblasti Středomoří, avšak srážkový režim této oblasti mnohem více odpovídá srážkovému režimu v západní Evropě.

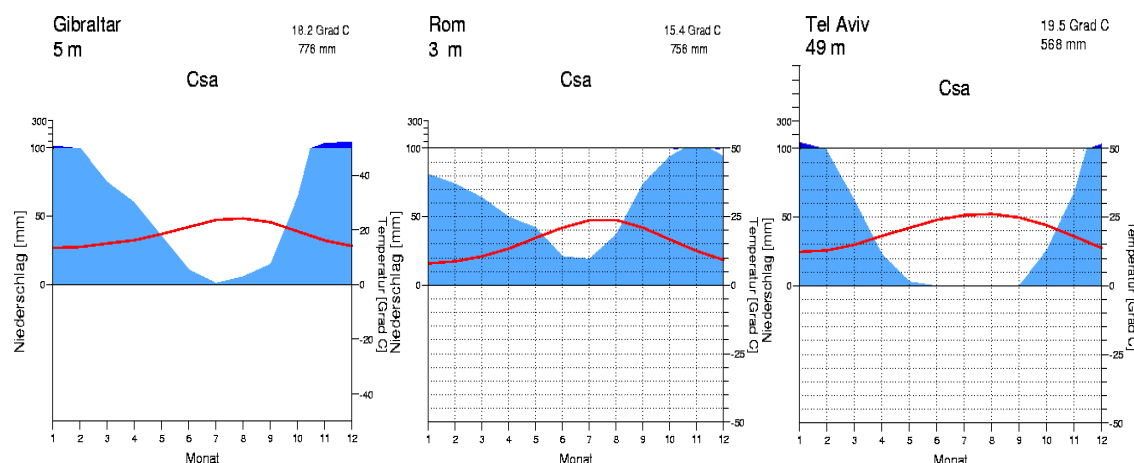
Průměrné roční srážkové úhrny na Pyrenejském poloostrově se vyznačují výrazným gradientem severozápad–jihovýchod. Zatímco na severozápadě dosahují 1200 mm, na jihovýchodě je to jen 350 mm. Podobné rozložení mají průměrné srážkové úhrny také na Apeninském poloostrově, kde západní pobřeží je srážkově bohatší než východní. Stejně je tomu také v případě Balkánského poloostrova, jehož jadranské pobřeží patří k nejdeštivějším oblastem Evropy a v některých místech zde ročně průměrně spadne přes 2000 mm srážek, zatímco na černomořském pobřeží a na východě Řecka se průměrné roční srážkové úhrny pohybují jen okolo 400 mm. Nejvyšší srážkové úhrny jsou zaznamenávány na východním úpatí Dinárských hor, které je nejdeštivějším místem Evropy a kde srážkové úhrny mohou překračovat 5000 mm za rok (Martyn, 1985; Klimadiagramme, 2011). Vnitrozemí Balkánského poloostrova spadá charakterem srážek do oblasti střední a východní Evropy (viz kap 2.2.4).

Severní část východního Středomoří se vyznačuje srážkově bohatým pobřežím a chudým vnitrozemím. Podobně je tomu také na africkém pobřeží, kde jsou ovšem ve srovnání s pobřežím evropským srážky nižší a zcela výjimečně přesahují 800 mm za rok. Směrem na jih do afrického vnitrozemí navíc srážek významně ubývá a krajina přechází v poušť (Školní atlas Evropy, 2001). Srážky nad pouští Sahara jsou minimální, řádově se pohybují v desítkách milimetrů za rok a obvykle přicházejí v podobě přívalemých dešťů. Tyto deště přicházejí zpravidla bez výrazné závislosti na roční době (Beltrando, 2004).

Celá středomořská oblast se vyznačuje výrazným ročním chodem srážek. Ve Středomoří jasně dominují zimní srážky nad letními (obr. 2.12). V některých oblastech, zejména ve východním Středomoří neprší v létě vůbec. Například v Tel Avivu v Izraeli neprší od června do září, zatímco od prosince do února překračují měsíční srážkové úhrny 100 mm (obr. 2.13). Rozdíly ve srážkových úhrnech jsou patrné také mezi jarem a podzimem, kdy v řadě oblastí dominují podzimní srážky nad jarními. Jedná se zejména o jadranské pobřeží Balkánského poloostrova a západní pobřeží Apeninského poloostrova. To může souviset s vyšší teplotou moře na podzim, která vede k častějšímu výskytu cyklón v tomto období a vytváří lepší podmínky pro konvekci.



**Obr. 2.12: Průměrné měsíční srážkové úhrny ve Středomoří v letech 1961–1990 z dat IPCC a) v lednu; b) v dubnu; c) v červenci; d) v říjnu (Zdroj: Wettergefahren-Fruehwarnung, 2012)**



**Obr. 2.13: Klimadiagramy pro Gibraltar, Řím a Tel Aviv (Zdroj: Klimadiagramme, 2011)**

## 2.3 Faktory ovlivňující srážky

### 2.3.1 Vliv synoptické situace na srážky

Jedním z hlavních faktorů, které mají vliv na srážky, je synoptická situace. Souvislostem mezi synoptickou situací a srážkami, zejména silnými, se věnuje velké množství autorů. Synoptické situace produkující silné srážky jsou v různých oblastech různé, a proto je nutné ke studiu synoptických příčin silných srážek přistupovat regionálně. Například Müller et Kašpar (2010) vymezují ve střední Evropě čtyři oblasti s různými synoptickými příčinami silných srážek. Seibert, Frank et Formayer (2007) vymezují v Rakousku dokonce sedm oblastí s různými ročními chody srážek a různými sekundárními srážkovými maximy. V každém z těchto regionů přináší silné srážky trochu jiná synoptická situace. Pro studium synoptických příčin silných srážek je důležitý také výběr klasifikace cirkulačních typů, například v jižním Polsku srážky nejlépe korelují s některými situacemi Ustrnulovy klasifikace cirkulačních typů (Ustrnul et Czekierda, 2001), ovšem pro zbytek území Polska jsou korelace nižší (Lupikasza, 2010).

Někteří autoři se snaží hledat souvislosti mezi extrémními projevy počasí a výskytem hlubokých cyklón. Například Homar et al. (2007) hledají takový vztah ve Středomoří, ovšem naráží na nedostatečnou staniční síť. Turato, Reale et Siccardi (2004) zjišťují, že velmi silné srážky mezoměřítkového nebo synoptického rozsahu se ve Středomoří nemusí vyskytovat spolu s hlubokou cyklónou.

Predikce výskytu silných srážek pouze na základě synoptické situace je bohužel značně nejistá. Například silné srážky v Polsku obvykle přichází při severním, severovýchodním a východním proudění nebo v případě, že se nad střední Evropou nachází cyklóna. Tyto situace mají ovšem současně vysoký podíl bezesrážkových dnů a průměrně nízké úhrny srážek (Ustrnul et Czekierda, 2010). Synoptická situace, která vedla k silným srážkám a následné velké povodni v italském Piemontu 13.–16. října 2000, se v této oblasti vyskytuje často, ale zdaleka ne vždy produkuje silné srážky. Srážky jsou při této situaci většinou slabé nebo žádné (Turato, Reale et Siccardi, 2004). Z tohoto důvodu není možné pouze na základě výskytu určitého typu cirkulace předpokládat výskyt silných srážek. Velké množství typů synoptických situací silné srážky neprodukuje, ale to neznamená, že pokud nastane typ, který silné srážky může produkovat, musí nutně srážky přijít (Müller, 2009). Synoptické příčiny silných srážek ve střední Evropě jsou si podobné, například srážky způsobující velké povodně v letech 2002, 1997, 1903, 1897 a 1890 mají mnoho společných synoptických znaků, mimo jiné velký horizontální tlakový gradient (Řezáčová et al., 2005), ale to neznamená, že pokaždé, když nastanou takové synoptické podmínky, musí nastat silné srážky. Ve většině případů se tak nestane. S nadsázkou tedy můžeme říci, že na základě synoptické předpovědi jsme schopni předpovědět, kdy silné plošně rozsáhlejší srážky nenastanou, ale nejsme schopni předpovědět, kdy nastanou.

### 2.3.2 Vliv synoptické situace na výskyt povodní

Při výzkumu vztahu mezi srážkami a synoptickými podmínkami má velký význam výběr situací, které můžeme označit jako extrémní. K tomu se často využívá hydrologická odezva. S vysokými srážkovými úhrny především v letním půlroce dobře korespondují vysoké nárůsty průtoků na vodních tocích (Müller, Kašpar et Matschullat, 2009).

Vliv synoptické situace na povodně ve střední Evropě je větší v zimě než v létě (Mudelsee et al., 2004). Příčiny povodní v zimě a v létě v České republice se liší. Zatímco v létě jsou příčinou povodní především srážky, zimní povodně vznikají zpravidla kombinací několika příčin, kromě srážek jsou nutné vysoké teploty vzduchu a velké množství akumulovaného sněhu. S tím souvisí také synoptické příčiny povodní zimního typu. Dochází k nim nejčastěji při synoptických typech NWCZ, NCZ, NECZ<sub>1</sub> a NECZ<sub>2</sub> podle Šteklovy typizace povětrnostních situací (Brázdil et al., 2005). Šteklova typizace povětrnostních situací na rozdíl od typizace ČHMÚ udává polohu tlakového útvaru vzhledem k České republice (Daňhelka, 2011). K zimním povodním v České republice dochází tedy nejčastěji při západním, jihozápadním a severozápadním proudění.

Letní povodně v České republice můžeme podle příčin rozdělit na přívalové a velkoplošné. Přívalové srážky vyvolávající bleskové povodně vznikají nejčastěji v blízkosti zvlněné studené fronty při jihozápadním výškovém proudění, tedy při typické situaci NWC podle Šteklovy typizace (Brázdil et al., 2005). Rozhodující při silných srážkách je kromě synoptických příčin také celá řada subsynoptických podmínek nutných pro jejich vznik. Nutné je podmíněně instabilní zvrstvení atmosféry, vysoká vlhkost vzduchu ve spodních hladinách a iniciační mechanismus vývoje výstupného proudu. Ke vzniku přívalových srážek také významně přispívá velký vertikální stříh větru (Řezáčová, 2010).

Velkoplošné srážky mají nižší intenzitu, ale delší trvání a větší plošný rozsah. V České republice vznikají nejčastěji při severovýchodním až severním cyklonálním proudění, při postupu středomořské cyklóny po dráze Vb (Brázdil et al., 2005). Postup cyklóny ze Středomoří po dráze Vb často vede k silným srážkám ve střední Evropě (Mudelsee et al., 2004). Srážky vypadávají ve studeném sektoru těchto cyklón a jsou doprovázeny ochlazením a nárůstem horizontálního tlakového gradientu. V zimním období tato synoptická situace může vyvolat silné sněžení (Brázdil et al., 2005). Postupu cyklóny po dráze Vb často předchází odříznutí cyklóny od islandské tlakové níže a její posun do Středomoří (Jacobeit, Philipp et Nonnenmacher, 2006). Nejsilnější povodně posledních let v České republice, v letech 1997 a 2002, vznikly při postupu cyklóny ze Středomoří po dráze Vb do oblasti východně od České republiky a následném velmi pomalém retrográdním postupu směrem k severozápadu. Tato synoptická situace umožňuje transport vlhkého vzduchu ze Středomoří do střední Evropy. Vypadávání silných srážek je pak podmíněno ještě orografickými výstupy na návětrných stranách pohoří (Řezáčová et al., 2005). Postup cyklóny po dráze Vb

způsobuje povodně také v Rakousku (Seibert, Frank et Formayer, 2007), na Slovensku a v Polsku (Jacobeit, Philipp et Nonnenmacher, 2006) a v Sasku, například v povodí Mulde. Na Mulde jsou tyto povodně sice extrémní, ale méně časté, než povodně způsobené západním prouděním (Petrow et al., 2007).

Další synoptickou situací produkující silné srážky na východě střední Evropy je postup tlakové níže od severovýchodu do střední Evropy, kdy dochází k odříznutí této cyklóny od bazénu studeného vzduchu. K tomu dochází zejména v létě. V povodí Labe a na jihu střední Evropy povodně vyvolává také sekvence několika cyklón postupujících od západu na východ. Z této situace mohou na některých povodích vznikat povodně během celého roku. Na horním Dunaji často vznikají povodně při odříznutí cyklóny od islandské tlakové níže a jejím přesunu do Středomoří. Tato cyklóna pak ale nepostupuje na sever, ale zůstává ve Středomoří. Silné srážky v zimě ve střední Evropě může vyvolat hluboká cyklóna nad severní Evropou, jejímž důsledkem je intenzivní severozápadní proudění (Jacobeit, Philipp et Nonnenmacher, 2006).

### **2.3.3 Vpády stratosférického vzduchu do troposféry**

Zajímavým jevem, který má vliv na srážkové úhrny, jsou vpády stratosférického vzduchu do troposféry. Tyto vpády mají vysokou potenciální vorticitu (Fehlmann et Quadri, 2000). Jejich význam byl objeven díky tomu, že numerické modely v některých případech silných srážek srážky vůbec nepředpovídají. Průniky stratosférického vzduchu do troposféry se projevují jako anomálie potenciální vorticity a obvykle mají úzký meridionálně protažený tvar. Označují se jako PV streamers (Hoinka et Davies, 2007). K intruzím stratosférického vzduchu nejčastěji dochází nad západní Evropou (až 73 %) případů, především nad jižní Anglií a nad západním pobřežím Francie. (Martius et al., 2006). Schneidereit et Schär (2000) a Fehlmann et Quadri (2000) prokazují závislost mezi anomáliemi potenciální vorticity a srážkami. Vliv stratosférických intruzí na srážky se značně liší v průběhu roku, největší je v obdobích rovnodenností, především na podzim. Více než 85 % případů silných srážek v Alpách na podzim je doprovázeno stratosférickou intruzí v západní Evropě. V zimě je to jen 30 % (Martius et al., 2006). Srážkové úhrny závisí také na struktuře anomálie potenciální vorticity (Fehlmann et Quadri, 2000). V současnosti probíhá výzkum možností kvantitativní předpovědi srážek mezoměřítkového rozsahu na základě anomálií potenciální vorticity (Hoinka et Davies, 2007). Zkoumá se také, jestli intruze stratosférického vzduchu nějak nesouvisí s indexem severoatlantické oscilace (Martius et al., 2006).

### **2.3.4 Velkoprostorové oscilace klimatu**

Velkoprostorové synoptické podmínky nad oceány jsou ovlivňovány různě dlouhými cykly, které souvisí s rozdíly v atmosférickém tlaku mezi akčními centry atmosféry, případně také s rozdíly v teplotě vody v různých částech oceánu. Nejvýznamnější

oscilací tohoto typu je ENSO (El Niño/Southern oscillation), které se projevuje v Pacifiku. Pro popis ENSO se vymezuje Southern Oscillation Index (SOI), který udává normovaný rozdíl v atmosférickém tlaku mezi souostrovím Tahiti a australským Darwinem (CPC, 2012). Jeho kladná fáze, El Niño, nastává přibližně jednou za 5 let a projevuje se velmi intenzivními srážkovými událostmi na západním pobřeží Jižní Ameriky (ESRL, 2012). ENSO ovlivňuje srážky také v Severní Americe, během jeho chladné fáze, La Niña, dochází k poklesu průměrných úhrnů srážek v severovýchodním Mexiku a jihovýchodním Texasu (Cavazos, 1998).

Obdobou ENSO v Evropě je NAO (North Atlantic Oscillation). Index severoatlantické oscilace udává rozdíl v tlaku mezi Azorskými ostrovy a Islandem (CRU, 2012). Vyšší hodnota tohoto indexu vede k intenzifikaci západního proudění v Evropě. To se projevuje mírným nárůstem zimních srážek ve střední Evropě. Závislost mezi indexem severoatlantické oscilace a srážkovými úhrny v České republice v dalších částech roku se neproказuje (Brázdil et al., 2009). Vztah mezi indexem severoatlantické oscilace a zimními srážkovými úhrny existuje také například v Alpách, v zimním období je zde korelace mezi atmosférickým tlakem a indexem severoatlantické oscilace přibližně 0,4 (Wanner et al., 1997). Protože atmosférický tlak a srážkové úhrny spolu navzájem také korelují, existuje jistá, byť malá, závislost mezi srážkami v Alpách a indexem severoatlantické oscilace.

### 2.3.5 Vliv orografie

Pro úspěšnost numerické předpovědi silných srážek mají velký význam různé místní vlivy, především orografie. Orografie významně ovlivňuje místní systémy proudění – například nízké přízemní tryskové proudění, konvergenční zóny, srážkové pásy nebo systémy organizované konvekce. Orografie také významně ovlivňuje výměnu latentního tepla (Buzzi et Foschini, 2000). V oblastech, kde se při srážkách uplatňuje orografický efekt, jsou zaznamenány srážkové extrémy vyšší, než jinde. Při nuceném výstupu vzduchu dochází k jeho adiabatickému ochlazení, až dojde k jeho nasycení vodní párou. Pokud nucený výstup pokračuje, vodní pára kondenzuje a vzniká oblačnost, ze které mohou vypadávat srážky. Nucený výstup také umožňuje vzduchové částici dosáhnout hladiny volné konvekce, nad kterou dochází ke konvekci vzduchové částice a tím ke vzniku oblaků druhu cumulonimbus (viz dříve obr. 2.1), které jsou hlavní příčinou přívaleových srážek (Řezáčová, 2010).

Vlivu orografie na silné srážky a následné povodně se věnuje velké množství autorů po celém světě. Například Glazirin (1997) zkoumá závislost srážkových úhrnů na nadmořské výšce. Ve své zájmové oblasti, kterou jsou vysoká pohoří střední Asie, potvrzuje hypotézu, že s rostoucí nadmořskou výškou roste průměrný roční úhrn srážek. Totéž platí i pro jiné oblasti, mimo jiné i pro Českou republiku. I když se prosazují i jiné vlivy, v zásadě platí, že s rostoucí nadmořskou výškou rostou průměrné roční úhrny srážek (Atlas podnebí Česka, 2007) i jednodenní a vícedenní úhrny s vysokou dobou opakování (Brázdil et al., 2005). Toto pravidlo se ale obecně

uplatňuje jen do určité výšky a také neplatí všude, protože na srážkové úhrny ve vysokých nadmořských výškách mají vliv i jiné efekty, jako například návětrí a závětrí. Proto se mohou i ve vysokých nadmořských výškách některých pohoří ve východní Asii nacházet chladné pouště (Müller, 2011).

Silné vrstevnaté srážky zpravidla vyvolává kombinace synoptických příčin a efektu návětrí. Například u všech příčinných srážek významných letních povodní na území České republiky za uplynulých 200 let se kromě velkého horizontálního tlakového gradientu uplatňuje nucený zdvih na návětrné straně pohoří, který vyvolává orograficky podmíněné vrstevnaté srážky a především uvolňuje nucenou konvekci (Řezáčová et al., 2005). V České republice se tento efekt nejvíce projevuje v Moravskoslezských Beskydech, které jsou příhodně uspořádány vzhledem k proudění vzduchu při severovýchodní cyklonální situaci, která nejčastěji vyvolává silné srážky na českém území (Müller, 2009). Jinou oblastí, kde efekt návětrí výrazně ovlivňuje srážkové úhrny, jsou jižní svahy Alp. Zde dochází při proudění od jihu k nucenému výstupu a adiabatickému ochlazení teplého vlhkého vzduchu ze Středomoří. Pokud je jižní proudění silné a vzduch je dostatečně vlhký, může docházet k extrémně silným srážkám v jižní části Alp (Schneidereit et Schär, 2000). To potvrzují ve své studii také Turato, Reale et Siccardi (2004).

Závětrí pohoří vůči převládajícímu směru větru se naopak nacházejí ve srážkovém stínu a průměrné roční úhrny srážek jsou zde výrazně nižší než na návětrné straně (Müller, 2011). Efekt závětrí se projevuje také změnou zdrojů vlhkosti pro srážky v Alpách. Zatímco v jižní části Alp je jednou z hlavních zdrojových oblastí srážkové vody Středomoří, směrem na sever význam Středomoří jako zdroje srážkové vody slábne (Sodemann et Zubler, 2010). Studiu zdrojů vlhkosti pro srážky se blíže věnuje následující kapitola.

### **2.3.6 Zdroje vlhkosti**

Další zajímavou možností výzkumu příčin silných srážek je studium trajektorií a hledání zdrojů vody, která během srážkové epizody spadla. To se provádí obvykle pomocí speciálně upravených numerických modelů (Stohl et James, 2005). Zpětné stopování vody až k místům jejího výparu se obvykle provádí pro konkrétní srážkové epizody, zpravidla pro ty, které vyvolaly ničivé povodně. Jednou z takových byly povodně ve střední Evropě v srpnu 2002. James et al. (2004) provádějí výzkum, kde pozorují trajektorie vzduchových částic přinášejících oblačnost do střední Evropy a přitom sledují změny jejich měrné vlhkosti. Postupují proti směru postupu vody až do oblastí, kde měrná vlhkost vzduchu významně narostla. V těchto oblastech tedy docházelo k intenzivnímu výparu a je možné je považovat za zdrojové oblasti vlhkosti pro příčinné srážky. Zdrojem vlhkosti pro příčinné srážky povodně v roce 2002 bylo na počátku Egejské a Ligurské moře, v další fázi čerpala povodeň vlhkost z Černého moře a z kontinentální části východní Evropy (James et al., 2004). Tyto oblasti ovšem nelze pokládat za jediné zdrojové oblasti vlhkosti pro povodeň v roce 2002, povodeň čerpala

vedle mediteránní oblasti a východní Evropy vlhkost také v Atlantiku a v subtropických oblastech (Sodemann, Wernli et Schwierz, 2009). Turato, Reale et Siccardi (2004) hledají zdroje vody pro povodně v severní Itálii v říjnu 2000. Jejich výzkum je založen na porovnání výparu a srážek v širším okolí v období předcházejícím této srážkové epizodě. Autoři nachází tři zdroje vlhkosti, které se v této povodni postupně uplatňují. V období 15–5 dnů před srážkami je zdrojem vlhkosti rozpadající se tropická bouře Leslie. V dalším období (5–2 dny před srážkami) je oblastí s největším výparem africká intertropická zóna konvergence a východní Atlantik. V období bezprostředně předcházejícím srážkám se k této vlhkosti přidává ještě vlhkost ze Středozemního moře. Značný objem vody se na začátku srážkové události hned odpařuje a později opět padá do stejné oblasti.

Zdroje vlhkosti pro srážky je možné hledat i obecně, nejen pro konkrétní epizody. Povodí Labe obecně získává nejvíce vody z pevninské části Evropy, a to konkrétně z povodí Dunaje. Druhým nejvýznamnějším zdrojem je pak Atlantský oceán, třetím středomořská oblast (Stohl et James, 2005). Sodemann et Zubler (2010) hledají zdroje vlhkosti pro srážky v Alpách. Alpské srážky čerpají nejvíce vlhkosti ze severního Atlantiku (39,6 %), dále ze Středomoří (23,3 %), z kontinentální části Evropy (20,8 %) a ze Severního a Baltského moře (16,6 %). Význam jednotlivých zdrojových oblastí se mění v průběhu roku, v zimě je hlavním zdrojem Atlantik, v létě potom pevnina. To odpovídá převládajícímu typu srážek v jednotlivých částech roku. Zatímco v zimě převažují velkoplošné srážky, které čerpají vlhkost převážně z Atlantiku a při kterých dochází k transportu vody na velkou vzdálenost, v létě převažují konvektivní srážky, při kterých je vzdálenost, na kterou se voda transportuje, menší. K podobným výsledkům jako Sodemann et Zubler (2010) docházejí již dříve také Stohl et James (2005), kteří uvádí jako hlavní zdroje vlhkosti pro srážky v povodí Rýna pevninu, Atlantik a recyklovanou vodu z povodí Rýna.

Stohl et James (2005) hledají zdroje srážkové vody pro všechna významná světová povodí. Z evropských povodí se věnují kromě Labe a Rýna také Dunaji, Volze, Dněpru, Donu a Seině. Hlavní zdrojovou oblastí vlhkosti pro Dunaj je ostatní pevnina, tedy kontinentální oblast ležící mimo sledovaná povodí, dále je to recyklovaná voda z povodí Dunaje a Středozemní moře. Volha čerpá nejvíce vody z ostatní pevniny, z recyklované vody a z Kaspického moře. Pro vodu v Dněpru jsou nejvýznamnějšími zdrojovými oblastmi ostatní pevnina, pevnina v povodí Volhy a pevnina v povodí Donu. Don čerpá nejvíce vody z ostatní pevniny, z povodí Volhy, z Kaspického moře a z recyklované vody. Pro Seině jsou hlavními zdroji vlhkosti Atlantik, ostatní pevnina a Středomoří (Stohl et James, 2005).



## 2.4 Tok vlhkosti

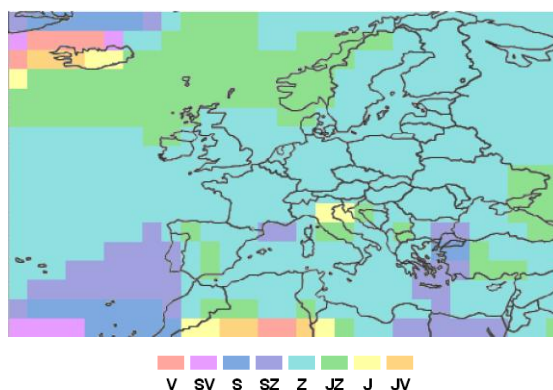
Tok vlhkosti  $\Phi$  je vektorová fyzikální veličina, která kvantifikuje množství vody přesouvající se atmosférou. Jedná se o součin rychlosti větru a vlhkosti vzduchu. Tok vlhkosti můžeme vyjádřit více způsoby, nejčastěji se používá tok absolutní vlhkosti vzduchu, který vyjadřuje hmotnost vody, která projde atmosférickým oknem o průřezu  $1 \text{ m}^2$  za 1 sekundu. Vyjádří se tedy takto:

$$\Phi = v \rho_v \quad (2.1)$$

kde  $v$  je rychlost větru vyjádřená v  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  a  $\rho_v$  je absolutní vlhkost vzduchu vyjádřená v  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Základní jednotkou toku vlhkosti je  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  (kilogram skrz metr čtvereční za sekundu, Müller et Kašpar, 2010).

Směr toku vlhkosti se určuje podle světové strany, odkud vlhkost do daného místa přichází. Müller et Kašpar (2010) označují směr toku vlhkosti jako přímý, pokud vlhkost přichází od západu nebo od jihu, nebo jako přetočený, pokud vlhkost přichází od severu nebo od východu. Velikost přímého toku vlhkosti označují kladnými čísly, velikost přetočeného zápornými.

Dominantním směrem toku vlhkosti v euroatlantické oblasti je směr západní, což je dané převládajícím směrem větru, který směr toku vlhkosti určuje (obr. 2.14). Denní chod toku vlhkosti na hladině 850 hPa je nevýrazný, stejně tak jeho meziroční variabilita. Velikost toku vlhkosti rychle klesá s rostoucí nadmořskou výškou. S rostoucí nadmořskou výškou se zároveň shlazuje roční chod velikosti toku vlhkosti a dominance převládajícího západního směru je stále výraznější (Benco, 2009; Lemarie, 2010).

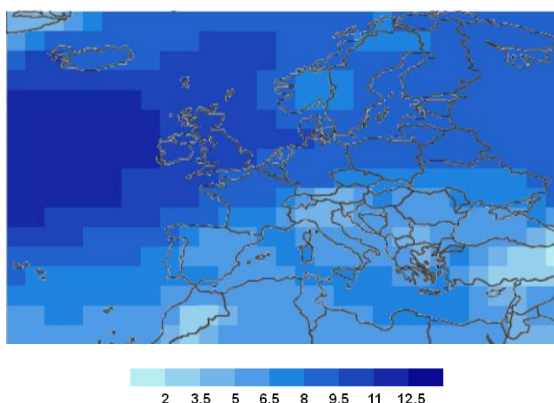


**Obr. 2.14: Převládající směr větru v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa** (Zdroj: Lemarie, 2010)

### 2.4.1 Podíl větru a vlhkosti vzduchu na toku vlhkosti

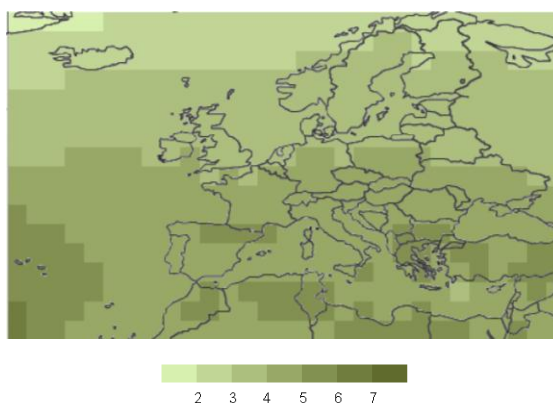
Tato diplomová práce navazuje na moji bakalářskou práci, jejímž tématem byl vliv veličin, od kterých se tok vlhkosti odvozuje, tedy větru a vlhkosti vzduchu, na velikost a směr toku vlhkosti (Lemarie, 2010). Tato kapitola představuje shrnutí nejdůležitějších výsledků, které bakalářská práce přinesla a na které diplomová práce navazuje.

První část výzkumu v bakalářské práci se věnuje klimatologii veličin, které tvoří tok vlhkosti, tedy větru a vlhkosti vzduchu. Průměrná rychlost větru na tlakové hladině 850 hPa v zájmové oblasti je nejvyšší nad Atlantským oceánem v oblasti mezi islandskou tlakovou níží a azorskou tlakovou výší, kde dosahuje  $13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (obr. 2.15). Směrem nad kontinent klesá. Z pohledu ročního chodu je rychlost větru průměrně největší v zimě, kdy v průměru v celé oblasti dosahuje  $9,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , dále na podzim ( $8,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), na jaře ( $7,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) a nejmenší je v létě, kdy její průměr v euroatlantické oblasti činí  $6,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ .



**Obr. 2.15: Průměrná rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa**  
(Zdroj: Lemarie, 2010)

Z meteorologických veličin popisujících vlhkost vzduchu byla v bakalářské práci použita měrná vlhkost vzduchu, neboť její hodnoty jsou dobře porovnatelné mezi jednotlivými tlakovými hladinami. Dlouhodobé průměry měrné vlhkosti vzduchu se v zájmové oblasti na tlakové hladině 850 hPa pohybují v rozmezí  $1,5\text{--}8 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  (obr. 2.16). Vlhkost vzduchu klesá od jihu k severu. Během roku je měrná vlhkost vzduchu nejvyšší v létě, kdy průměrně dosahuje  $5,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , dále na podzim ( $4,3 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ), na jaře ( $3,4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) a nejnižší je v zimě, kdy v průměru dosahuje  $2,8 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ .



**Obr. 2.16: Měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa**  
(Zdroj: Lemarie, 2010)

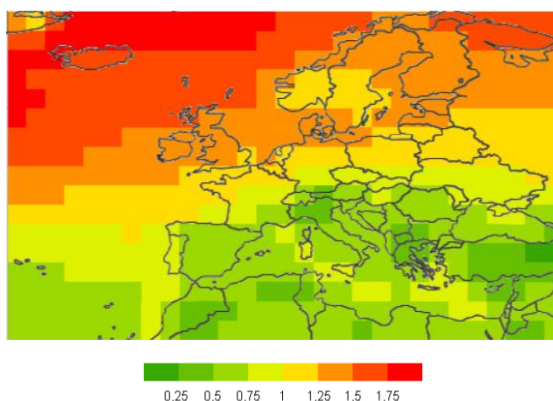
V další části bakalářské práce byl vytvořen normovaný podíl rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu  $N_p$ . K jeho výpočtu v jednotlivých gridových bodech bylo nutné nejprve vypočítat normu  $N$ , která představuje průměrný podíl rychlosti větru

a měrné vlhkosti vzduchu v celé zájmové oblasti.  $Np$  byl pak vypočítán pomocí tohoto vzorce:

$$Np = \frac{v}{q_v} \cdot N^{-1} \quad (2.2)$$

kde  $v$  představuje průměrnou rychlost větru a  $q_v$  průměrnou měrnou vlhkost vzduchu v daném gridovém bodě. Hodnota  $Np$  udává míru vlivu jednotlivých dílčích veličin na velikost toku vlhkosti. Pokud je vyšší než 1, v daném gridovém bodě má větší vliv rychlost větru, pokud je menší než 1, větší vliv má vlhkost vzduchu.

$Np$  a tedy vliv rychlosti větru roste od jihu k severu (obr. 2.17). Hranice, kde  $Np$  dosahuje hodnoty 1, probíhá přibližně po 50. rovnoběžce. Nad Atlantikem je rozdíl mezi jihem a severem zájmové oblasti větší než nad evropskou pevninou. V ročním chodu dosahuje  $Np$  nejvyšších hodnot v zimě, nejnižších v létě, což je dáno opačným ročním chodem rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu. S výjimkou některých oblastí východní Evropy je  $Np$  vyšší na jaře než na podzim.



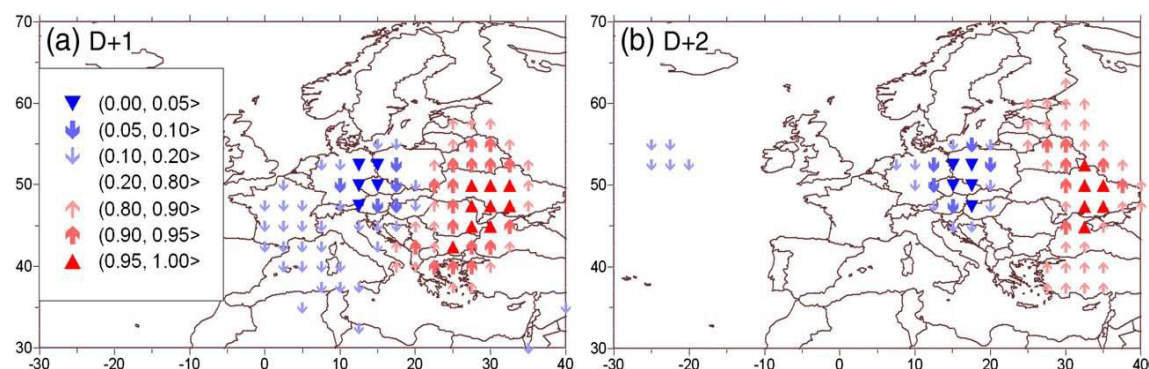
**Obr. 2.17:**  $Np$  v euroatlantické oblasti na hladině 850 hPa (Zdroj: Lemarie, 2010)

#### 2.4.2 Vliv toku vlhkosti na srážky

Vlivem toku vlhkosti na srážkové úhrny se doposud zabývalo jen málo autorů, přitom výsledky jejich studií jsou velmi dobré. Většina autorů, kteří se tokem vlhkosti doposud zabývali, zkoumá anomálie této veličiny v období extrémních srážek a v čase těmto srážkám bezprostředně předcházejícím. Asi nejvíce studovanou událostí z tohoto pohledu byly povodně ve střední Evropě v srpnu 2002.

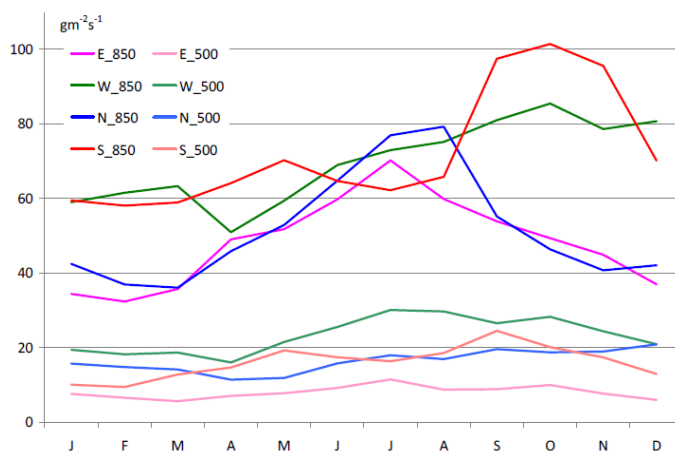
Müller et al. (2009) zkoumají extremitu 26 různých veličin doprovázející silné srážky ve střední Evropě v letech 1958–2002. Právě korelace mezi tokem vlhkosti a srážkami je v případech silných srážek ze všech zkoumaných veličin nejvyšší. Silné srážky na území České republiky jsou zpravidla doprovázeny velkým tokem vlhkosti od severu ve střední Evropě a naopak velkým tokem vlhkosti od jihu nad jihovýchodní Evropou (obr. 2.18). V červenci 1997, kdy zasáhly střední Evropu extrémní srážky, dosahovala hodnota kumulativní distribuční funkce meridionální složky toku vlhkosti v jihovýchodní Evropě hodnot vyšších než 99,5 %. Podobně vysoká anomálie ve stejné oblasti byla zaznamenána také při extrémní povodni v srpnu 2002, kdy anomálie

meridionální složky toku vlhkosti rovněž překročila 99 % (Řezáčová et al., 2005). Tyto anomálie jsou však výrazné až ve dnech, kdy srážky nastanou. V období předcházejícím hlavní srážkové epizodě se projevuje pouze slabá anomálie toku vlhkosti. Den před srážkami se v průměru nad střední Evropou vyskytuje výrazný tok vlhkosti od jihu ve vyšších hladinách. Hodnota jeho kumulativní distribuční funkce se pohybuje kolem 0,9. Dva dny před srážkami se ve střední Evropě nevyskytuje žádná anomálie meridionálního toku vlhkosti, v některých případech se vyskytuje anomálie toku vlhkosti od severu nad Atlantikem při pobřeží západní Evropy (Müller et al., 2009).



**Obr. 2.18: Průměrná velikost meridionální složky toku vlhkosti vyjádřená hodnotou kumulativní distribuční funkce pro 14 největších letních povodní v České republice v letech 1958–2002 a) druhý den srážkové události; b) třetí den srážkové události (Zdroj: Müller et al., 2009)**

Extrémní srážkové události spojené s přetočeným tokem vlhkosti, tedy s tokem vlhkosti od severu nebo od východu, se kromě České republiky vyskytují také v severním Rakousku, západním Slovensku a v Sasku. V severním Švýcarsku a jihozápadním Německu se silné srážky mohou vyskytovat jak při silném přímém toku vlhkosti (převážně na podzim), tak při silném přetočeném toku vlhkosti (převážně v létě). Pro oblast severozápadního Německa se nepodařilo najít souvislost mezi anomáliemi toku vlhkosti a silnými srážkami v letním půlroce (Müller et Kašpar, 2010).



**Obr. 2.19: Roční chod velikosti toku vlhkosti z jednotlivých směrů v jihovýchodních Alpách na tlakových hladinách 850 a 500 hPa E\_850 – tok vlhkosti od východu na hladině 850 hPa; E\_500 – tok vlhkosti od východu na hladině 500 hPa; W – tok vlhkosti od západu; N – tok vlhkosti od severu; S – tok vlhkosti od jihu (Zdroj: Müller et Kašpar, 2011)**

Müller et Kašpar (2011) se vlivu toku vlhkosti na srážky v letním půlroce věnují kromě oblasti střední Evropy také v oblasti Alp, kde rovněž prokazují velký vliv toku vlhkosti na nárůsty průtoků. Jejich zájmovou oblastí jsou jihovýchodní Alpy, konkrétně povodí řek Mura, Dráva a Sáva. Extrémní srážkové události spojené s vysokými nárůsty průtoků těchto řek se vyskytují nejčastěji v létě a na podzim a jsou spojené s anomáliemi toku vlhkosti, především od jihu. Vysoké nárůsty průtoků na Sávě se častěji vyskytují na podzim a souvisejí zejména s vysokými toky vlhkosti od jihu a od západu. Na Muře se povodně častěji vyskytují v létě a doprovází je zpravidla vysoké toky vlhkosti od východu nebo od severu. Z hlediska ročního chodu toku vlhkosti z jednotlivých směrů mají právě toky vlhkosti od východu a od severu v této oblasti v létě své maximum, zatímco toky vlhkosti od jihu a od západu mají maximum na podzim (obr. 2.19). Roční chod výskytu extrémních povodní v jednotlivých povodích v oblasti jihovýchodních Alp je tedy závislý na ročním chodu toku vlhkosti v těchto oblastech.

Velký vliv toku vlhkosti na silné srážky v Alpách potvrzují také Martius et al. (2006), kteří dávají vysoký tok vlhkosti do souvislosti také s intruzemi stratosférického vzduchu do troposféry. Také tito autoři prokazují závislost mezi tokem vlhkosti od jihu na podzim a silnými srážkami v tomto období. Všechny výzkumy vlivu toku vlhkosti na srážkové úhrny se bohužel omezují pouze na oblasti střední Evropy a Alp, výzkum podobné závislosti v jiných oblastech Evropy zatím nebyl proveden.

### **3. POUŽITÁ DATA A METODY**

Cílem této kapitoly je představit zájmovou oblast a zájmové období předkládané diplomové práce, použitá data, způsoby jejich pořízení a organizace, které data zpracovaly, a metody výzkumu použité v práci.

Zájmová oblast této práce se shoduje se zájmovou oblastí bakalářské práce (Lemarie, 2010) a je jí Evropa, přilehlá část Atlantského oceánu, část severní Afriky a část Blízkého Východu. Zájmová oblast je vymezena rovnoběžkami, na severu  $70^{\circ}$  s. š., na jihu  $30^{\circ}$  s. š., na západě  $30^{\circ}$  z. d. a na východě  $40^{\circ}$  v. d. Pro převážnou část výzkumu byla zájmová oblast rozdělena do pravidelné mřížky se zonálním i meridionálním rozlišením  $2,5^{\circ}$ . Tato mřížka rozděluje zájmovou oblast na 16 pásem v zonálním a 28 pásem v meridionálním směru, což dohromady představuje rozlišení 448 gridových bodů. K vizualizaci některých výsledků byly v předkládané práci použity mapy v Marinově zobrazení.

Zájmové období této práce bylo oproti bakalářské práci rozšířeno. Převážná část výzkumu je zpracována pro období let 1951–2009, tedy 59 let. Hodnoty toku vlhkosti, zonální a meridionální složky větru a vlhkosti vzduchu používané v analýzách jsou vztahované k izobarické hladině 850 hPa.

#### **3.1 Použitá data a jejich zdroje**

Výzkumná část předkládané práce vychází z několika datových zdrojů, které pocházejí od různých mezinárodních institucí. Tato část práce má za cíl představit instituce, které data zpracovaly, způsoby pořízení dat a jejich silné a slabé stránky. Data použitá v této práci pocházejí z rozsáhlých databází, které byly vytvořeny významnými mezinárodními institucemi, které se zabývají meteorologií a klimatologií. Tyto organizace vycházejí z dat pořízených jinými organizacemi, především jednotlivými národními meteorologickými službami (Kalnay et al., 1996). Nejedná se tedy o primární data, ale o data převzatá a upravená tak, aby je bylo možné využít při zkoumání klimatu na velkých plochách a pro dlouhá časová období.

### 3.1.1 Data o toku vlhkosti

Data o toku vlhkosti používaná v předkládané práci pocházejí především z reanalýz NCAR/NCEP, v některých částech práce jsou použity také reanalýzy ERA-40, ze kterých vycházela bakalářská práce (Lemarie, 2010).

Na tvorbě reanalýz NCAR/NCEP se společně podílely americké organizace National Center for Atmospheric Research (NCAR) a National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Tvorbu reanalýz podporuje National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, Kalnay et al., 1996).

NCAR je americké federální centrum výzkumu a vývoje, které sídlí ve městě Boulder nedaleko Denveru v americkém státě Colorado. Založeno bylo v roce 1960 konsorciem univerzit UCAR (University Corporation for Atmospheric Research). NCAR dodává univerzitám data a pomáhá jim také s jejich interpretací. Jeho cílem je porozumět chování atmosféry a s ní souvisejících fyzikálních, biologických a společenských systémů (NCAR, 2012).

NCEP je rovněž americká federální organizace. NCEP je součástí konsorcia NOAA a sídlí v městečku Camp Springs v americkém státě Maryland. Jeho hlavní činností je pořizování dat pro NWS (National Weather Service), což je americká národní meteorologická služba (NCEP, 2007).

Reanalýzy NCAR/NCEP zpětně dopočítávají hodnoty různých meteorologických veličin za období 1948–2010. Vycházejí z různých datových zdrojů – z měření na meteorologických stanicích na zemském povrchu, z lodních měření, z měření meteorologickými balóny, z měření letadel, z družicových snímků a dalších zdrojů. Datové zdroje se v různých obdobích měnily, hustota měření se postupně zvyšovala. Data z konce 40. a z 50. let vycházejí především z pozemních měření, meteorologických sond se vypouštělo výrazně méně než v současnosti a naprostá většina z nich byla vypouštěna na severní polokouli. Naměřená data bylo nutné zpracovat tak, aby byla co nejvíce homogenní. Například meteorologické sondy se do roku 1957 vypouštěly o tři hodiny později než v současnosti – tedy ve 3, 9, 15 a 21 hodin UTC. S tímto problémem se autoři reanalýz musí vypořádat, stejně tak jako s různou hustotou měření po světě, se změnami metodiky měření a dalšími potížemi. Autoři se snaží pro asimilaci dat používat stále stejný algoritmus, který se nemění po celou dobu měření, aby data byla co nejvíce homogenní. První verze reanalýz NCAR/NCEP byla vydána v roce 1991 a od té doby se reanalýzy s určitým časovým zpožděním doplňují o aktuální data (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001).

Výsledná data v reanalýzách obsahují hodnoty velkého počtu meteorologických veličin pro 17 tlakových hladin s horizontálním rozlišením  $2,5^\circ$  a časovým krokem 6 hodin. Data jsou dostupná vždy pro 0, 6, 12 a 18 hodin UTC, každý den od 1. ledna 1948, prozatím do 31. prosince 2010, nicméně dále se doplňují. Zájmovou oblastí reanalýz je celý svět (Kalnay et al., 1996).



Veličiny, jejichž hodnoty reanalýzy NCAR/NCEP obsahují, se rozdělují do tří skupin, podle způsobu, jakým se naměřená data převádějí na gridované hodnoty. Veličiny skupiny A, například teplota vzduchu, směr a rychlost větru nebo geopotenciální výška, vychází přímo z naměřených dat, a proto jsou vysoce spolehlivé. K převádění hodnot veličin skupiny B, například vlhkosti vzduchu, je nutné použít ještě numerický předpovědní model. Veličiny skupiny C, například srážkové úhrny nebo povrchové toky energie, se zcela vypočítávají předpovědním modelem, a proto je jejich spolehlivost nejnižší (Kistler et al., 2001).

Druhým datovým zdrojem, který je v předkládané práci použit, jsou reanalýzy ERA-40, které vydalo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). ECMWF je nezávislá mezivládní organizace podporovaná 34 státy, včetně České republiky, se sídlem v britském Readingu (ECMWF, 2012).

Reanalýzy ERA-40 vznikly podobným způsobem a na základě podobných měření jako reanalýzy NCAR/NCEP. Data z těchto reanalýz ovšem pokrývají kratší období, a to období od září 1957 do srpna 2002 (Uppala et al., 2006), což je hlavní důvod, proč jsou v předkládané práci upřednostňovány reanalýzy NCAR/NCEP. Při srovnání obou reanalýz jsou odchylky relativně malé, a to i v případě meteorologických veličin skupiny C (Kalnay et al., 1996).

### **3.1.2 Srážková data**

Gridovaná data o srážkových úhrnech obsahuje databáze Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). GPCC je mezinárodní organizace založená v roce 1989 na popud World Meteorological Organisation (WMO), řízená německou národní meteorologickou službou Deutscher Wetterdienst (DWD). GPCC získává srážková data ze 176 zemí světa (Rudolf et Schneider, 2005). Databáze GPCC obsahuje srážková data od roku 1901 do roku 2009 a průběžně je dále doplňována (DWD, 2012).

Na světě se nachází přibližně 200 000 srážkoměrných stanic, v případě asi 7 000 z nich dochází ke vzájemné výměně dat mezi jednotlivými národními meteorologickými službami. Data z těchto stanic má GPCC k dispozici. Databáze GPCC obsahuje data z pozemních srážkoměrných stanic. Naměřené srážkové úhrny jsou interpolovány a převedeny do pravidelné sítě o rozlišení 0,5°, 1° a 2,5°. Vzhledem k nedostatku měření nad oceány jsou interpolována pouze data o srážkách nad pevninami, údaje o srážkách nad oceány a moři nejsou k dispozici. GPCC poskytuje zdarma pro nekomerční využití data o měsíčních srážkových úhrnech (DWD, 2012; Rudolf et Schneider, 2005).

K zajištění dostatečné přesnosti naměřených srážkových úhrnů by byla vhodná hustota alespoň pěti stanic na jeden gridový bod o rozloze  $2,5 \times 2,5^\circ$ . Této hustoty je dosahováno pouze v hustě zalidněných oblastech rozvinutého světa. Průměrná

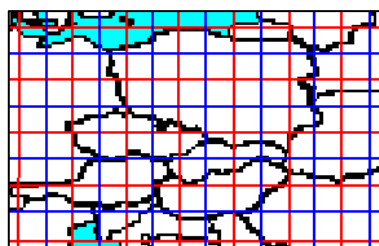


hustota staniční sítě, ze které má GPCC k dispozici data, jsou dvě stanice na jeden gridový bod. Nepřesnosti v měření mohou vznikat také v důsledku nepřesného měření samotného srážkoměru (Rudolf et Schneider, 2005).

V předkládané práci jsou používány také denní srážkové úhrny z některých evropských srážkoměrných stanic. Ta byla čerpána z databáze European Climate Assessment & Dataset (ECA&D). Databáze ECA&D byla iniciována European Climate Support Network (ECSN) v roce 1998. Obsahuje mimo jiné údaje o denních srážkových úhrnech na 4 824 stanicích v Evropě a blízkém okolí, z nichž 46 % je volně přístupných veřejnosti. Do projektu jsou zapojeny všechny evropské země mimo Černou Horu, státy na severu Afriky a většina zemí Blízkého Východu. Česká republika poskytuje údaje z 39 stanic, veřejně přístupné jsou ale údaje jen ze dvou z nich, z pražského Klementina a z Milešovky (ECA&D, 2012).

## 3.2 Použité metody

Po získání dat z výše uvedených zdrojů bylo nutné surová data nejdříve zpracovat tak, aby je bylo možné využívat. Z celých datových souborů byla vybrána pouze data za zájmovou oblast. Problémem, který bylo nutné vyřešit, bylo, že gridy z reanalýz NCAR/NCEP a databáze GPCC mají sice stejné horizontální rozlišení, ale jsou vzájemně o polovinu gridového bodu posunuté (obr. 3.1). V reanalýzách NCAR/NCEP a ERA-40 prochází zájmové rovnoběžky a poledníky středy gridových bodů, zatímco v databázi GPCC tvoří jejich hranice. Aby bylo možné data mezi sebou porovnávat, bylo nutné přepočítat hodnoty jedné z databází. Přepočítal jsem hodnoty z databáze NCAR/NCEP, a to tak, že jsem pro každý časový okamžik vypočítal průměr ze čtyř sousedících gridových bodů.



**Obr. 3.1:** Posunutí gridů na příkladu střední Evropy. Modře je zobrazen grid reanalýz NCAR/NCEP a ERA-40, červeně grid srážkových dat databáze GPCC

### 3.2.1 Popis klimatologie toku vlhkosti

Průměrné denní hodnoty toku vlhkosti pro jednotlivé gridové body, se kterými se při popisu klimatologie toku vlhkosti pracuje, byly vypočítány z okamžitých hodnot toku vlhkosti v reanalýzách NCAR/NCEP. Z dat reanalýz NCAR/NCEP mi byly poskytnuty dva soubory s hodnotami toku vlhkosti, zvlášť jeho zonální a zvlášť meridionální složka. Znaménko před hodnotou udává směr, odkud tok vlhkosti do daného gridového bodu přichází. Kladné hodnoty představují velikost toku vlhkosti od západu, respektive

od jihu, záporné od východu, respektive od severu. Jednotkou toku vlhkosti používanou v datových souborech je  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ . Měření byla prováděna po šesti hodinách, naměřenou hodnotu jsem tedy vztáhl vždy pro následujících šest hodin. Hodnoty toku vlhkosti jsou v tomto časovém úseku považovány za konstantní.

Pro každý šestihodinový časový úsek jsem vypočítal skalární velikost toku vlhkosti pomocí Pythagorovy věty. Následně jsem okamžité hodnoty toku vlhkosti, které udávají množství vody procházející  $1\text{ m}^2$  za 1 sekundu, převedl na sumy, které udávají množství vody, které prochází  $1\text{ m}^2$  za 6 hodin. Z těchto hodnot je pak možné počítat sumy za libovolná časová období, v předkládané práci se používají především měsíční sumy toku vlhkosti. Průměrné denní úhrny toku vlhkosti byly vypočítány z celkového úhrnu toku vlhkosti za celé zkoumané období. Průměrné měsíční, respektive sezónní, hodnoty velikosti toku vlhkosti byly počítány stejným způsobem ovšem ze sumy hodnot pouze za daný měsíc, respektive klimaticky vymezené roční období. Například průměrné denní úhrny toku vlhkosti v lednu byly vypočítány za všechny ledny ve zkoumaném období.

Obdobným způsobem jsem postupoval také při výpočtu průměrné velikosti toku vlhkosti z určitého směru. Například při výpočtu průměrné velikosti toku vlhkosti od západu jsem sečetl všechny kladné šestihodinové sumy zonální složky toku vlhkosti a vydělil je počtem dnů za celé zkoumané období.

V kapitolách 2.2 a 4.1 se pro zobrazení ročního chodu toku vlhkosti z určitého směru, popřípadě ročního chodu srážek, používají Hovmöllerovy diagramy. Tyto diagramy se konstruují pro určitou rovnoběžku nebo poledník. V předkládané práci jsou všechny diagramy konstruovány pro 50. rovnoběžku severní šířky. Na horizontální ose je zobrazena zeměpisná délka a na vertikální jednotlivé měsíce v roce. Pro danou zeměpisnou délku je tedy možné sledovat roční chod dané veličiny a zároveň pro daný měsíc je možné sledovat prostorové rozložení. Tvorbou Hovmöllerových diagramů se zabývá Hovmöller (1949).

### 3.2.2 Korelační analýzy

Kapitoly 4.2 a 4.3 studují vliv toku vlhkosti na měsíční srážkové úhrny. Pro každý měsíc z let 1951–2009 byly v každém gridovém bodě spočítány skalární velikosti toku vlhkosti z dat NCAR/NCEP, které představují hmotnost vody procházející atmosférickým oknem o obsahu  $1\text{ m}^2$  z libovolného směru za celý měsíc na tlakové hladině 850 hPa. Data o měsíčních srážkových úhrnech v jednotlivých gridových bodech pochází přímo z databáze GPCC.

Pro měsíční hodnoty toku vlhkosti a srážkových úhrnů byl v každém bodě vypočítán Pearsonův korelační koeficient. Tento koeficient dosahuje hodnot od -1 do 1. Hodnota 1 značí přímou závislost jedné veličiny na druhé, hodnota -1 nepřímou závislost a hodnota 0 nezávislost obou veličin. V předkládané práci pak kladné hodnoty

korelačního koeficientu značí, že s rostoucím tokem vlhkosti v průměru rostou také srážkové úhrny, naopak záporné hodnoty znamenají, že s rostoucí velikostí toku vlhkosti srážkové úhrny klesají. Hodnoty koeficientu blízké 0 znamenají, že velikost toku vlhkosti nemá v daném bodě žádný vliv na srážkové úhrny.

Data o srážkách jsou k dispozici pouze na pevnině, srážková data nad oceány databáze GPCC neobsahuje. Proto mohly být korelační koeficienty spočítány pouze nad pevninou. V mapách jsou gridové body, ve kterých nejsou k dispozici srážková data, znázorněny šedou barvou. Míra korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny v jednotlivých ročních obdobích byla počítána stejným způsobem, avšak vždy pouze z hodnot v měsících příslušejících k danému ročnímu období.

Při studiu korelace mezi srážkovými úhrny a tokem vlhkosti z určitého směru bylo pro každý měsíc zkoumaného období v každém gridovém bodě spočítáno celkové množství vody, které projde atmosférickým oknem o obsahu  $1 \text{ m}^2$  na hladině 850 hPa z daného směru. Směry toku vlhkosti byly pro potřeby této práce vymezeny jako čtyři základní světové strany. Například měsíční velikost toku vlhkosti od západu byla spočítána jako suma všech kladných hodnot zonálního toku vlhkosti. V každém gridovém bodě pak byl pro každý měsíc určen dominantní směr toku vlhkosti, tedy směr, ze kterého v daném měsíci přišlo nejvíce vody.

Následně byl v každém gridovém bodě spočítán Pearsonův korelační koeficient mezi měsíčním úhrnem toku vlhkosti z daného směru a měsíčním srážkovým úhrnem. Do korelační analýzy byly však zahrnuty pouze měsíce, ve kterých byl v daném gridovém bodě daný směr toku vlhkosti dominantní. Ostatní měsíce byly vynechány. Toto opatření bylo učiněno, aby se předešlo situacím, kdy by v určitém měsíci mohl být velmi malý tok vlhkosti z určitého směru a zároveň vysoké srážkové úhrny způsobené tokem vlhkosti z jiného směru. Korelační koeficient by tím byl výrazně zkreslený.

V mapových výstupech pro korelaci velikosti toku vlhkosti z určitého směru a měsíčních srážkových úhrnů byly vynechány gridové body, ve kterých je velikost Pearsonova korelačního koeficientu na hladině spolehlivosti 95 % nevýznamná nebo ve kterých bylo z celého zkoumaného období k dispozici méně než 10 hodnot toku vlhkosti z daného směru. V řadě oblastí se totiž toky vlhkosti z některých směrů vyskytují jen zřídka a měsíců, ve kterých by byl tok vlhkosti z daného směru dominantní, je málo, což velikost korelace zkresluje. Gridové body, které byly tímto způsobem eliminovány, jsou stejně jako body, ve kterých chybí data o srážkových úhrnech, v mapových výstupech znázorněny šedě.

Při studiu ročního chodu korelace toku vlhkosti z určitého směru a srážek byl použit stejný postup, v úvahu se braly pouze měsíce spadající do daného ročního období. Kritéria pro vyloučení gridových bodů se statisticky nevýznamnou korelací nebo s velmi malým počtem hodnot byla stejná.

### 3.2.3 Vliv větru a vlhkosti

Cílem kap. 4.4 je zjistit, jestli je vyšších srážkových úhrnů při stejné velikosti toku vlhkosti dosahováno při vyšších rychlostech větru nebo při vyšších vlhkostech vzduchu. Pro studium této závislosti byla použita data o zonální a meridionální složce rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu na tlakové hladině 850 hPa z reanalýz ERA-40 a srážková data z databáze GPCC. Reanalýzy ERA-40 používají stejný grid jako reanalýzy NCAR/NCEP, a proto je bylo nutné přepočítat stejným způsobem, jaký je popsán výše u reanalýz NCAR/NCEP.

Při výzkumu závislosti se tentokrát vycházelo z ročních hodnot. Bylo zvoleno šest gridových bodů, na kterých se prováděl výzkum. Výzkum se prováděl pro každý z těchto bodů zvlášť. Ve vybraných gridových bodech byly vypočítány průměrné roční rychlosti větru, měrné vlhkosti vzduchu a srážkové úhrny. Rychlost větru byla počítána z velikosti zonální a meridionální složky rychlosti větru Pythagorovou větou pro 12 hodin UTC každého dne v období let 1958–2001. Z těchto hodnot byly vypočítány průměrné rychlosti větru pro každý rok. Průměrná roční měrná vlhkost vzduchu byla rovněž počítána jako průměr z hodnot ze 12 hodin UTC každého dne daného roku. Roční srážkové úhrny představují sumy měsíčních úhrnů.

Ve vybraných gridových bodech byl pro každý rok spočítán normovaný podíl rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu  $Np$  pomocí vzorce:

$$Np = \frac{v}{q_v} \cdot \left( \frac{\bar{v}}{\bar{q}_v} \right)^{-1} \quad (3.1)$$

kde  $v$  představuje průměrnou rychlost větru ve zkoumaném gridovém bodě v daném roce,  $q_v$  průměrnou měrnou vlhkost vzduchu,  $\bar{v}$  průměrnou rychlost větru ve zkoumaném gridovém bodě v období let 1958–2001 a  $\bar{q}_v$  průměrnou měrnou vlhkost vzduchu v témže období.  $Np$  dosahuje hodnot okolo 1, hodnoty vyšší než 1 značí, že tok vlhkosti je z větší části tvořen rychlostí větru, hodnoty menší než 1 značí, že je více tvořen vlhkostí vzduchu. Hodnoty  $Np$  a ročních srážkových úhrnů byly následně vyneseny do grafu a doplněny lineární spojnici trendu sestrojenou metodou nejmenších čtverců.

### 3.2.4 Analýza konkrétních srážkových událostí

V kap 4.5 jsou studovány některé významné epizody silných srážek v Evropě. Vybráno bylo celkem 8 srážkových událostí z různých oblastí Evropy (tab. 3.1). Na těchto událostech jsou hledány anomálie toku vlhkosti a také veličin, které jej utvářejí, tedy rychlosti větru a vlhkosti vzduchu.

Výběr událostí byl proveden na základě hydrologické odezvy, kterou srážky měly. Do výběru byly zvoleny události, jejichž důsledkem byly velké povodně. Podmínkou

výběru bylo, aby povodeň byla způsobena srážkami velkého plošného rozsahu. Výběr byl proveden na základě článku Barredo (2007).

Údaje o rychlosti větru, měrné vlhkosti vzduchu a toku vlhkosti jsou zjišťovány na tlakové hladině 850 hPa, vždy ve 12 hodin UTC daného dne. Rychlost větru byla vypočítána ze zonální a meridionální složky větru. Podobným způsobem byla počítána také velikost toku vlhkosti. Hodnoty jednotlivých složek větru a měrné vlhkosti vzduchu pocházejí z reanalýz ERA-40, údaje o toku vlhkosti z reanalýz NCAR/NCEP. Tyto údaje jsou tedy, na rozdíl od srážkových dat, gridované. Informace o srážkových úhrnech představují staniční data, vždy z jedné vybrané stanice v zasažené oblasti. Pokud u tabulek srážkových úhrnů není uveden zdroj, pochází data z databáze ECA&D. Zvolená srážkoměrná stanice nemusí ve všech případech ležet uvnitř zvoleného gridového bodu, ale vždy se musí nacházet ve stejné oblasti zasažené silnými srážkami.

**Tab. 3.1: Vybrané případy silných srážek v Evropě**

Srážková událost		Gridový bod		Srážkoměrná stanice	
4.11.1966	<i>Itálie</i>	54° s. š.	10° v. d.	<i>Bologna</i>	286 m n. m.
12.5.1970	<i>Maďarsko a Rumunsko</i>	47,5° s. š.	22,5° v. d.	<i>Baia Mare</i>	216 m n. m.
2.5.1977	<i>Švédsko</i>	60° s. š.	12,5° v. d.	<i>Falun</i>	160 m n. m.
2.10.1993	<i>Alpy</i>	45° s. š.	7,5° v. d.	<i>Col du Grand St-Bernard</i>	2472 m n. m.
19.1.1995	<i>Západní Evropa</i>	47,5° s. š.	0° d.	<i>Rennes</i>	36 m n. m.
6.7.1997	<i>Morava a Slezsko</i>	50° s. š.	15° v. d.	<i>Lysá hora</i>	1322 m n. m.
29.10.2000	<i>Velká Británie</i>	52,5° s. š.	5° z. d.	<i>Brize Norton</i>	88 m n. m.
12.8.2002	<i>Čechy</i>	50° s. š.	15° v. d.	<i>Zinnwald- -Georgenfeld</i>	877 m n. m.

Analýzován je vždy den s největším srážkovým úhrnem během zkoumané srážkové epizody na sledované srážkoměrné stanici a dále dva dny před ním a dva nebo tři dny po něm. Tabulky hodnot ke každé události obsahují vedle konkrétních hodnot sledovaných veličin také hodnoty jejich kumulativní distribuční funkce vzhledem k danému období. Velikost kumulativní distribuční funkce  $f$  je vyjádřena v procentech a počítá se pro každý den pomocí vzorce:

$$f = \frac{x}{(n+1)} \quad (3.2)$$

kde  $x$  je pořadí hodnoty dané veličiny (rychlost větru, měrná vlhkost vzduchu, velikost toku vlhkosti) v souboru hodnot řazených vzestupně a  $n$  je počet měření. S rostoucí hodnotou kumulativní distribuční funkce klesá pravděpodobnost, že daná hodnota bude překročena. V předkládané práci je vysoká hodnota kumulativní distribuční funkce považována za anomálii v případě, že je vyšší než 90 %.

Protože denní průměry všech tří veličin vykazují poměrně výrazný roční chod (viz kap. 3.1), bylo nutné hodnoty kumulativní distribuční funkce oprostit od sezónních vlivů. Ze souboru hodnot dané veličiny, který obsahuje data od září 1957 do srpna 2002, byly vybrány pouze hodnoty ze zkoumaného dne s výskytem silných srážek, 15 dnů před ním a 15 dnů po něm ze stejného časového úseku v každém roce. Soubor hodnot, na kterém se určuje pořadí  $x$ , tedy obsahuje z každého roku 31 hodnot.

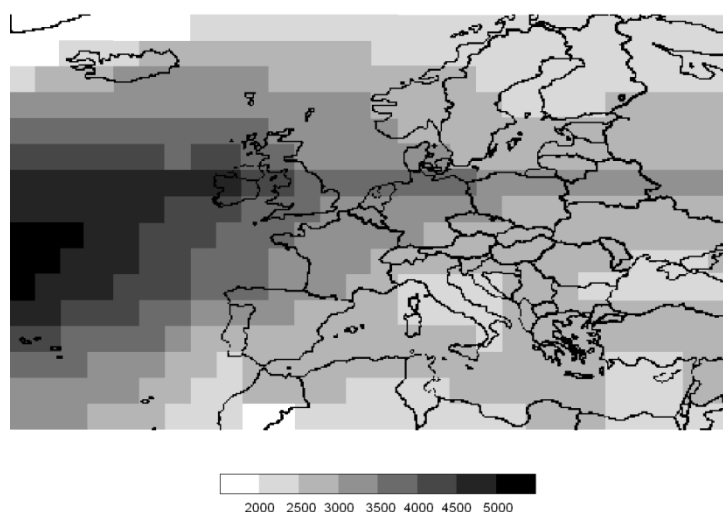
Směr toku vlhkosti je shodný se směrem větru. V předkládané práci se směr toku vlhkosti určuje z jednotlivých složek rychlosti větru a je rozdělen na oktanty.

## 4. VLIV TOKU VLHKOSTI NA SRÁŽKY

### 4.1 Klimatologie toku vlhkosti v euroatlantické oblasti

První část vlastního výzkumu se zabývá obecným popisem klimatologie toku vlhkosti v zájmové oblasti. Nejdříve je popsána klimatologie velikosti toku vlhkosti, v další části je zohledněn také směr a roční chod toku vlhkosti.

Průměrná denní velikost toku vlhkosti v celé zájmové oblasti činí  $3021 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , ale značně se liší v jednotlivých regionech (obr. 4.1). Nejvyšší hodnoty dosahuje v okolí  $45^\circ \text{ s. š. } 30^\circ \text{ z. d.}$ , což je v oblasti středního Atlantiku mezi islandskou tlakovou níží a azorskou tlakovou výší, kde je dosahováno vysokých rychlostí větru (viz dříve obr. 2.16). Průměrná roční velikost toku vlhkosti v této oblasti dosahuje  $5336 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Směrem k jihu i k severu od této oblasti velikost toku vlhkosti postupně klesá, přičemž k severu klesá rychleji. V oblasti Grónska pak dosahuje minima,  $1213 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Nad pevninou dosahuje velikost toku vlhkosti nejvyšších hodnot nad Britskými ostrovy, konkrétně nad Irskem. Celkově je nad Evropou nejvyšší okolo  $55.$  rovnoběžky, odkud klesá jak směrem k severu, tak k jihu. Výrazný je také západovýchodní gradient velikosti toku vlhkosti, což nejspíše souvisí s převládajícím západním prouděním v Evropě. Toto proudění je brzděno pohořími, v jejichž



**Obr. 4.1: Průměrná denní velikost toku vlhkosti v euroatlantické oblasti [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ]**

závětrí je velikost toku vlhkosti v průměru nižší. V oblasti 55. rovnoběžky se v Evropě nenachází žádné výrazné pohoří, celá oblast je převážně nížinatá, a proto vysoké hodnoty toku vlhkosti pronikají poměrně daleko do východní Evropy.

Z pohledu ročních dob dosahuje tok vlhkosti v průměru největší velikosti na podzim ( $3318 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ), dále v létě ( $3297 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ), v zimě ( $2859 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ), naopak nejmenší je tok vlhkosti na jaře ( $2630 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ). Rozdíly v ročním chodu velikosti toku vlhkosti jsou menší než regionální rozdíly, což je způsobeno protichůdným ročním chodem veličin, které tok vlhkosti tvoří, tedy rychlosti větru a vlhkosti vzduchu. Rychlost větru je v průměru nejvyšší v zimě, nejnižší v létě, naopak vlhkost vzduchu je průměrně nejvyšší v létě a nejnižší v zimě (Lemarie, 2010). Tok vlhkosti na podzim je oproti jaru vyšší z důvodu vyšší vlhkosti vzduchu na podzim oproti jarnímu období. Ta je způsobena setrvačností teploty Atlantského oceánu, který je na podzim teplejší než na jaře, což vede k většímu výparu a tedy větší vlhkosti vzduchu (Stowe, 1983).

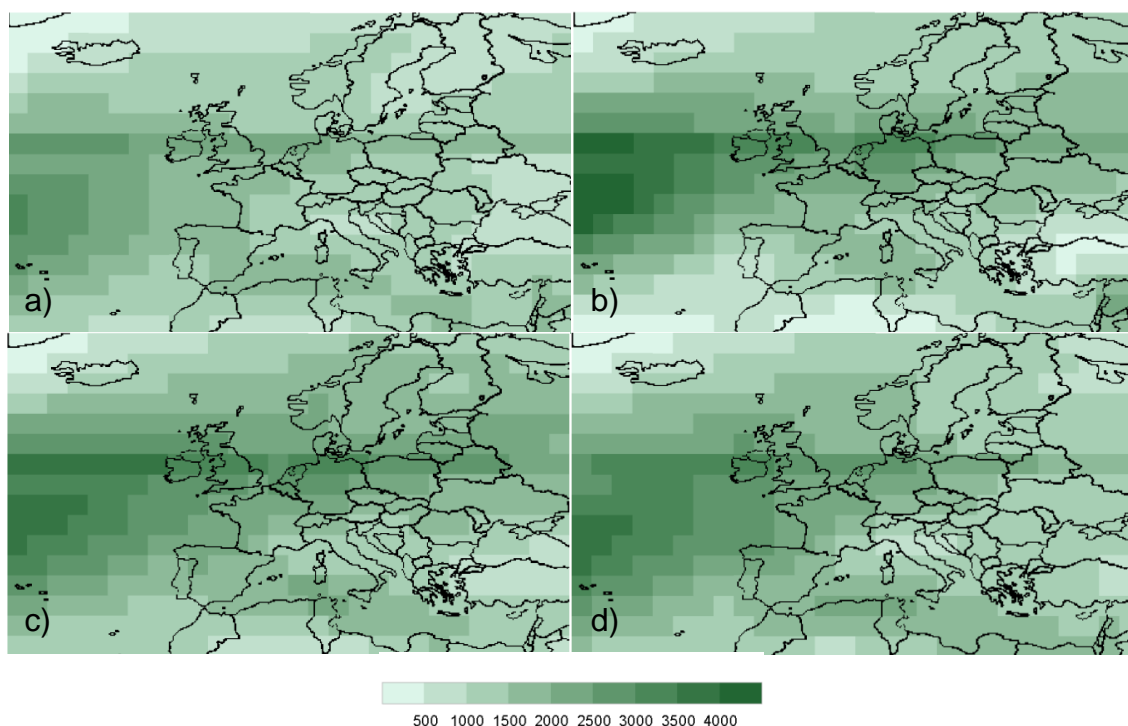
Vedle ročního chodu velikosti toku vlhkosti jsou zajímavé také převládající směry toku vlhkosti. Následující kapitoly práce se zabývají průměrnou velikostí toku vlhkosti z jednotlivých světových stran. Jednoznačně nejvyšších hodnot dosahuje velikost toku vlhkosti od západu, odkud průměrně v celé zájmové oblasti přichází  $1644 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Tok vlhkosti ze zbylých tří směrů je výrazně nižší, od jihu přichází průměrně  $980 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , od severu  $791 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , nejmenší je tok vlhkosti od východu,  $430 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Tok vlhkosti od východu je tedy přibližně čtyřikrát menší než od západu, přesto má v určitých oblastech velký vliv na srážkové úhrny, o čemž se pojednává v jiných částech této práce.

#### **4.1.1 Zonální tok vlhkosti**

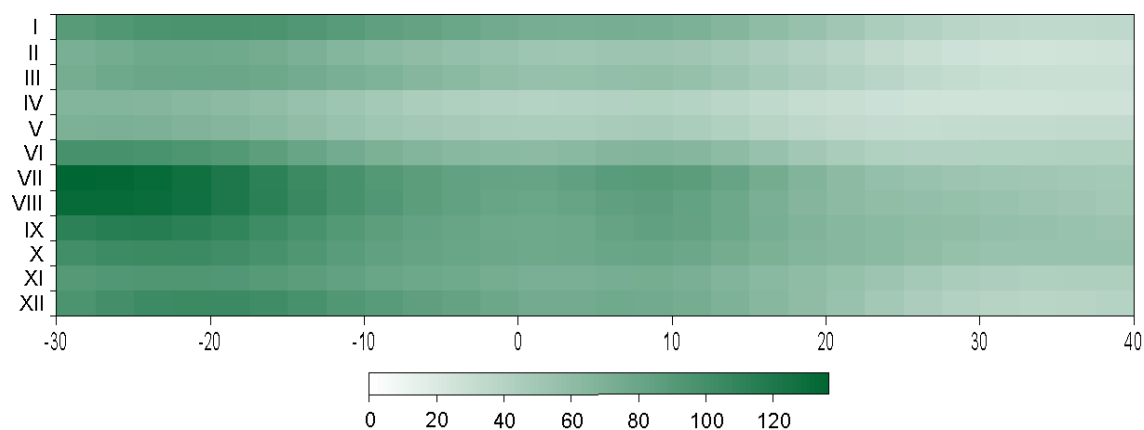
Regionální rozdělení toku vlhkosti od západu je podobné regionálnímu rozdělení celoročních úhrnů (srovnej obr. 4.1 a 4.2), což je dáno zejména tím, že západní směr má na celoročním průměru největší podíl. Velké rozdíly nejsou v regionálním rozdělení patrné ani v ročním chodu toku vlhkosti od západu, rozdíly jsou patrné pouze v ročním chodu jeho velikosti. Největší tok vlhkosti od západu je celkově v létě a na podzim, nejmenší na jaře.

Hovmöllerův diagram (obr. 2.3) znázorňuje roční chod velikosti toku vlhkosti od západu na 50. rovnoběžce a potvrzuje pokles jeho velikosti směrem od západu k východu. Roční chod západního toku vlhkosti se s rostoucí zeměpisnou délkou postupně vyrovnává. Zajímavé je, že minimum velikosti toku vlhkosti od západu je v dubnu a následně tok vlhkosti rychle narůstá, aby už v červenci dosáhl svého maxima. Následuje pokles na podzim a sekundární maximum v lednu, způsobené vyšší rychlostí větru (Lemarie, 2010).





**Obr. 4.2:** *Průměrná denní velikost toku vlhkosti od západu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ] a) na jaře; b) v létě; c) na podzim; d) v zimě*

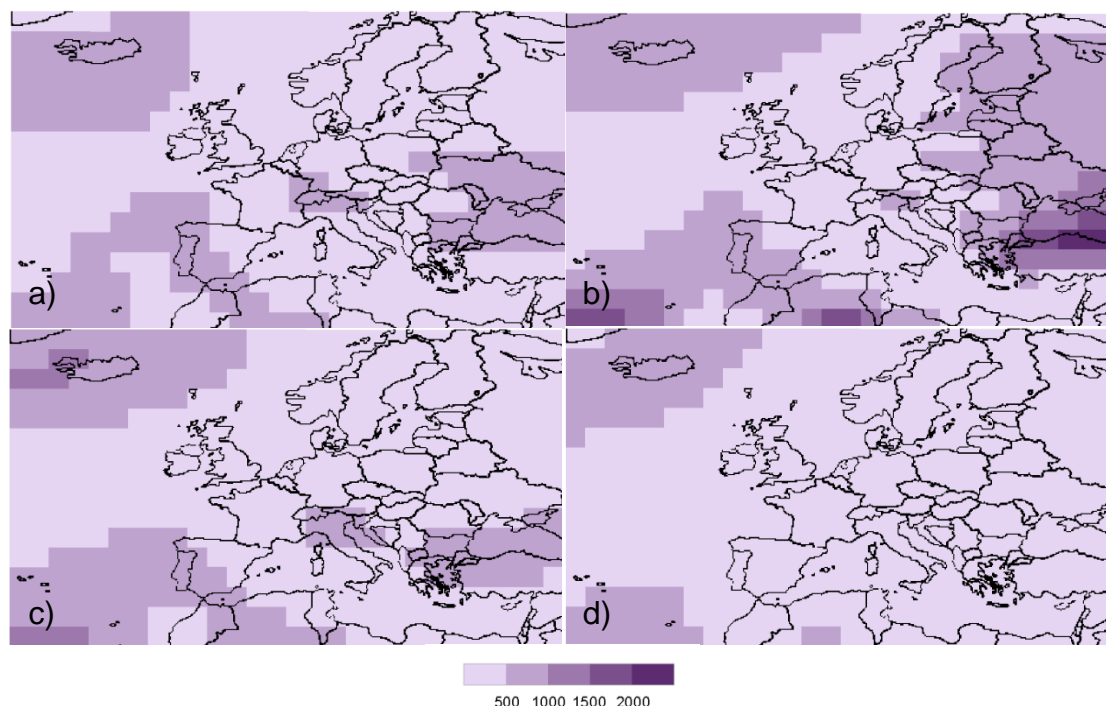


**Obr. 4.3:** *Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od západu [ $10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce*

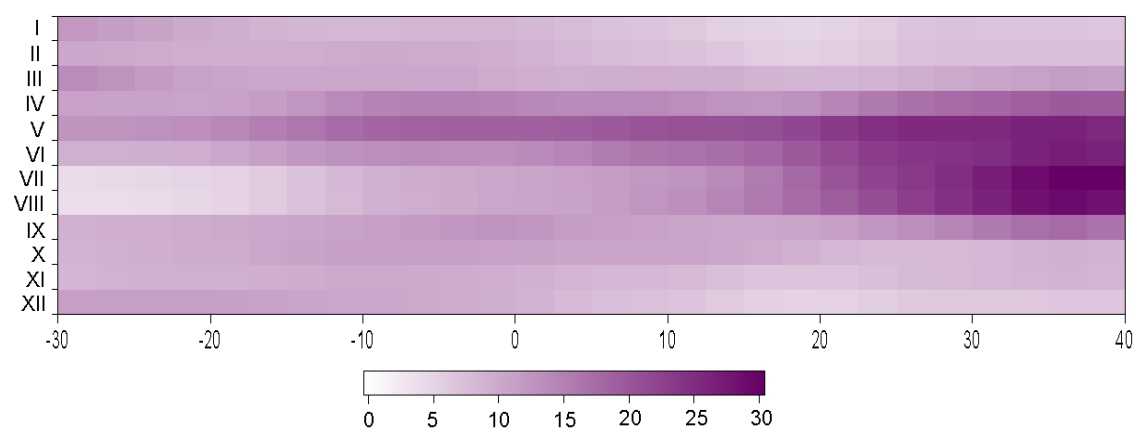
Velikost toku vlhkosti od východu je v zájmové oblasti výrazně menší než od západu, tok vlhkosti od východu je nejmenší ze všech směrů. V průměru je tok vlhkosti od východu nejvyšší v létě, dále na jaře, na podzim a nejnižší je v zimě (obr. 4.4). Regionální rozdělení velikosti toku vlhkosti od východu se výrazně liší oproti západnímu směru. Zatímco západní tok vlhkosti je největší v oblasti Atlantiku okolo 50. rovnoběžky, východní tok vlhkosti v této oblasti dosahuje nízkých hodnot, a naopak směrem od této oblasti na sever i na jih roste. V klimatologii východního toku vlhkosti se také neprojevuje západovýchodní gradient, především v létě je východní tok vlhkosti nad východní Evropou vyšší než nad západní Evropou a překračuje zde  $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$  (obr. 4.5). Roční chod toku vlhkosti od východu ve východní Evropě je velmi výrazný, protože v zimním období jeho velikost nepřekračuje  $500 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ,

a v některých oblastech východní Evropy okolo 55. rovnoběžky nedosahuje ani  $50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ .

Největší tok vlhkosti od východu je v létě v oblasti severního pobřeží Turecka, kde průměrný denní tok vlhkosti z tohoto směru překračuje  $2000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , zatímco tok vlhkosti od západu ve stejné oblasti a stejném období dosahuje pouze  $350 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . To patrně souvisí s vývojem íránské tlakové níže, která se v letním období formuje nad oblastí Blízkého Východu a vyvolává převládající východní proudění v oblasti Malé Asie a Černomoří.



**Obr. 4.4:** Průměrná denní velikost toku vlhkosti od východu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ] a) na jaře; b) v létě; c) na podzim; d) v zimě



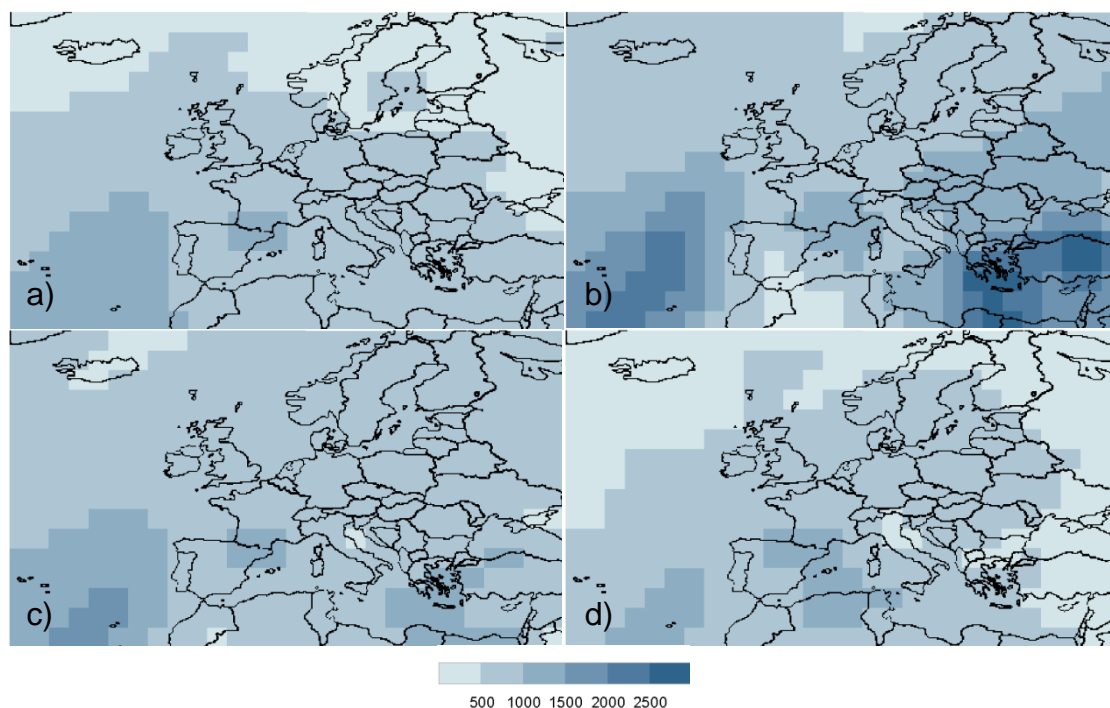
**Obr. 4.5:** Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od východu [ $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce

#### 4.1.2 Meridionální tok vlhkosti

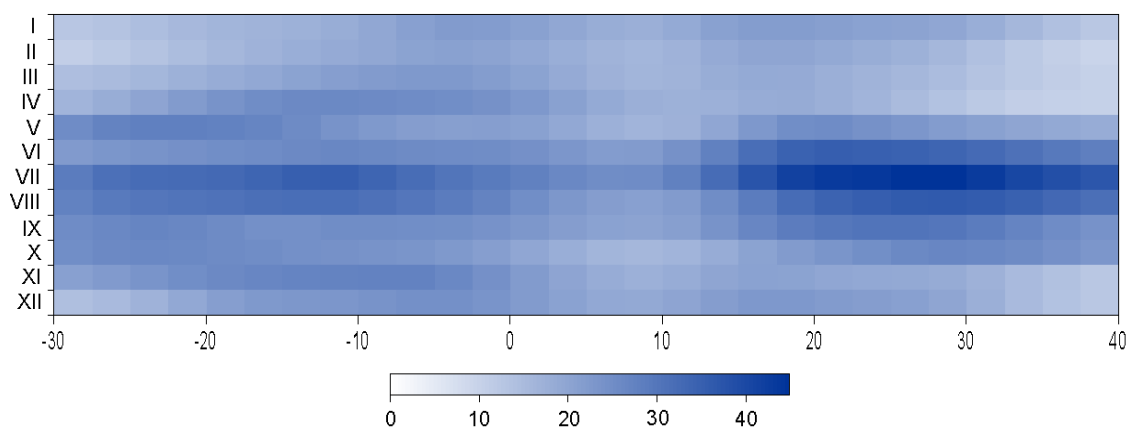
Průměrný meridionální tok vlhkosti je oproti zonálnímu o něco menší, ale rozdíl není výrazný. Průměrný zonální tok vlhkosti v zájmové oblasti je  $2074 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , meridionální  $1771 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Zatímco v zonální složce toku vlhkosti jasně dominuje západní směr, v meridionální složce toku vlhkosti dosahují oba směry v průměru podobných hodnot. Průměrná velikost toku vlhkosti od severu činí v zájmové oblasti  $791 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , od jihu  $980 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Rozdíly mezi dominancí toku vlhkosti od severu a od jihu jsou patrné při regionálním pohledu.

Tok vlhkosti od severu je rovnoměrněji rozložen oproti toku vlhkosti od jihu (srovnej obr. 4.6 a 4.8). Vliv akčních center atmosféry na tok vlhkosti od severu je malý. Největších hodnot dosahuje v létě, kdy jsou zároveň největší rozdíly mezi jednotlivými oblastmi. V létě dosahuje tok vlhkosti od severu v průměru  $1077 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , v některých oblastech východního Středomoří dokonce přesahuje  $2800 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ . Další oblastí, kde je tok vlhkosti od severu v létě vyšší, je oblast Atlantiku kolem Azorských ostrovů. Zde je severní tok vlhkosti nadprůměrný celoročně, zatímco ve východním Středomoří je v zimě podprůměrný. V zimě dosahuje velikost toku vlhkosti od severu v průměru  $615 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , nejnižší je ve východní Evropě a v severním Atlantiku.

Na 50. rovnoběžce má tok vlhkosti od severu podobný roční chod jako v průměru v celé zájmové oblasti, tedy maximum v létě a minimum v zimě (obr. 4.7). Zajímavá je ovšem větší výraznost ročního chodu ve východní Evropě oproti ročnímu chodu nad Atlantikem a především téměř vyrovnaný roční chod v západní Evropě, okolo  $10^\circ$  v. d.



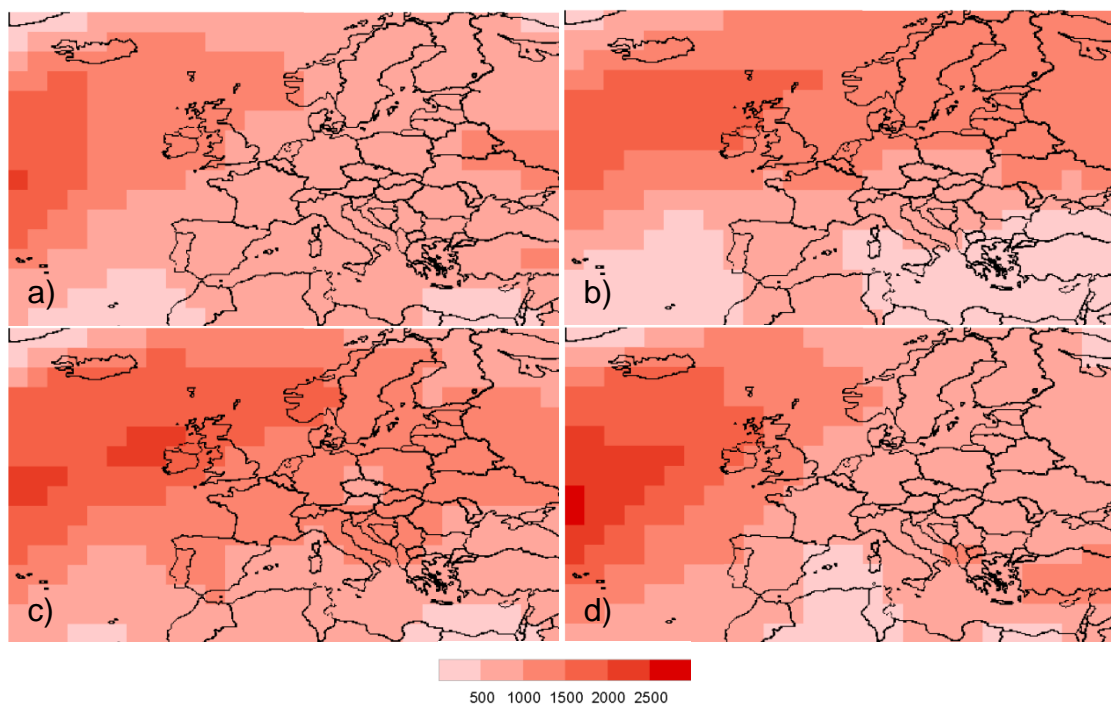
**Obr. 4.6: Průměrná denní velikost toku vlhkosti od severu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ] a) na jaře; b) v létě; c) na pozdím; d) v zimě**



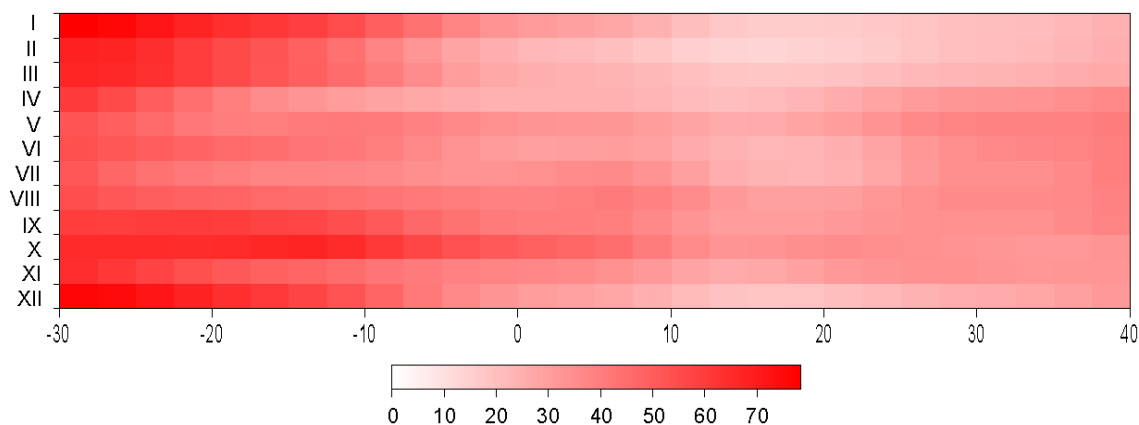
**Obr. 4.7:** Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od severu [ $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce

Nejvyšší hodnoty toku vlhkosti od severu, které mají významný vliv na silné srážky, se na 50. rovnoběžce vyskytují v létě mezi  $15^\circ$  a  $35^\circ$  v. d.

Jižní tok vlhkosti dosahuje oproti severnímu menších sezónních rozdílů, ale větších rozdílů regionálních. Jižní tok vlhkosti má oproti ostatním směrům také jiný roční chod. Největší tok vlhkosti od jihu je v zájmové oblasti v průměru na podzim ( $1150 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ), v zimě ( $993 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ), v létě ( $901 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ) a naopak nejmenší na jaře ( $876 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ). Z map (obr. 4.8) je částečně patrný severojižní gradient velikosti toku vlhkosti od jihu, který se projevuje zejména v létě. V zimě se naopak více projevuje západovýchodní gradient (obr. 4.9). V zimě jsou také nejvýraznější regionální rozdíly ve velikosti východního toku vlhkosti, největších hodnot jižní tok vlhkosti dosahuje, podobně jako západní, v oblasti Atlantiku mezi klimatickými akčními



**Obr. 4.8:** Průměrná denní velikost toku vlhkosti od jihu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ] a) na jaře; b) v létě; c) na podzim; d) v zimě



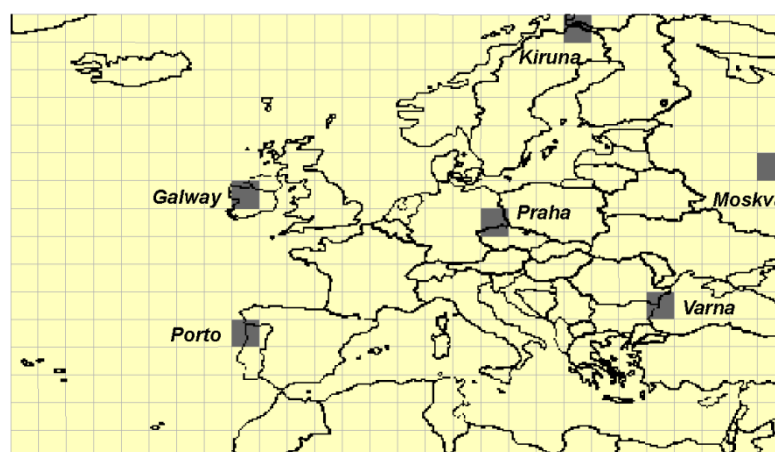
**Obr. 4.9:** Hovmöllerův diagram ročního chodu velikosti toku vlhkosti od jihu [ $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ ] na 50. rovnoběžce

centry atmosféry, kde překračuje  $2500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , naopak nejmenší hodnoty dosahuje nad Grónskem ( $216 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ). Vůbec nejmenší ze všech směrů a ročních období je jižní tok vlhkosti v létě v oblasti afrického pobřeží východního Středomoří, kde v průměru dosahuje pouhých  $17 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ .

Jižní tok vlhkosti nad Atlantikem a nad východní Evropou má na 50. rovnoběžce opačný roční chod. V chladném půlroce výrazně klesá velikost toku vlhkosti od jihu směrem od západu k východu, naopak v letním půlroce je jižní tok vlhkosti nad Atlantikem i nad východní Evropou přibližně stejný.

#### 4.1.3 Roční chod toku vlhkosti ve vybraných bodech Evropy

V této kapitole bylo vybráno šest gridových bodů, ve kterých je ukázán roční chod toku vlhkosti z jednotlivých směrů po měsících. Gridové body jsou označeny podle měst, která se v nich nachází. Jejich rozmístění zachycuje mapa (obr. 4.10).



**Obr. 4.10:** Vybrané zájmové gridové body

Galway se nachází na západním pobřeží Irska. Tento bod je zcela odkrytý západnímu proudění. Ze všech pevninských bodů je zde nejvyšší průměrná roční velikost toku vlhkosti. Tok vlhkosti od západu zde nemá jasné roční maximum,

po většinu roku překračuje  $3000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$  (obr. 4.11/a). K poklesu toku vlhkosti od západu zde dochází pouze ke konci zimy a na jaře, kdy naopak dosahuje svého maxima tok vlhkosti od východu. Velikost toku vlhkosti od východu je ale ve srovnání se západem zanedbatelná. Na jaře je menší také tok vlhkosti od jihu, který je druhým směrem s největším tokem vlhkosti v tomto bodě. Tok vlhkosti od severu je největší v létě.

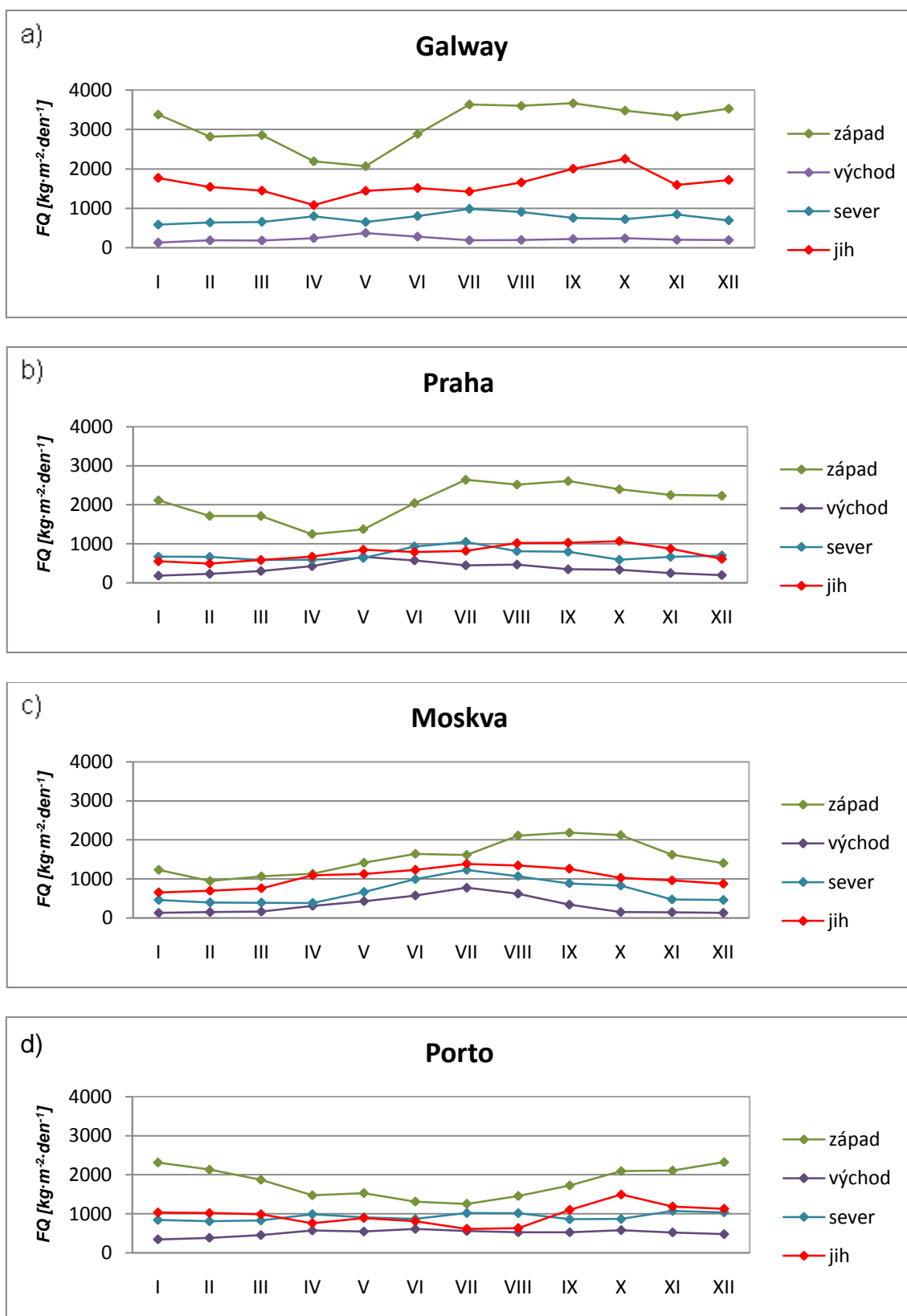
Podobný roční chod jako v Galway má tok vlhkosti z jednotlivých směrů také v Praze (obr. 4.11/b). Celková velikost toku vlhkosti v Praze je menší než v Galway, a to kvůli menšímu toku vlhkosti od západu. Velikost toku vlhkosti od východu je naopak v Praze větší. V meridionálním směru převládá tok vlhkosti od severu v zimě a na začátku léta, naopak na jaře a na podzim převládá tok vlhkosti od jihu.

V Moskvě, která se nachází v oblasti kontinentálního klimatu, je zajímavý roční chod toku vlhkosti od východu, který dosahuje výrazných rozdílů během roku (obr. 4.11/c). Maxima dosahuje v červenci ( $773 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ), minima v lednu ( $128 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ). Tok vlhkosti od jihu po celý rok převládá nad tokem vlhkosti od severu, přičemž oba tyto směry mají stejný roční chod s maximem v červenci a minimem v lednu pro jižní směr a v dubnu pro severní směr.

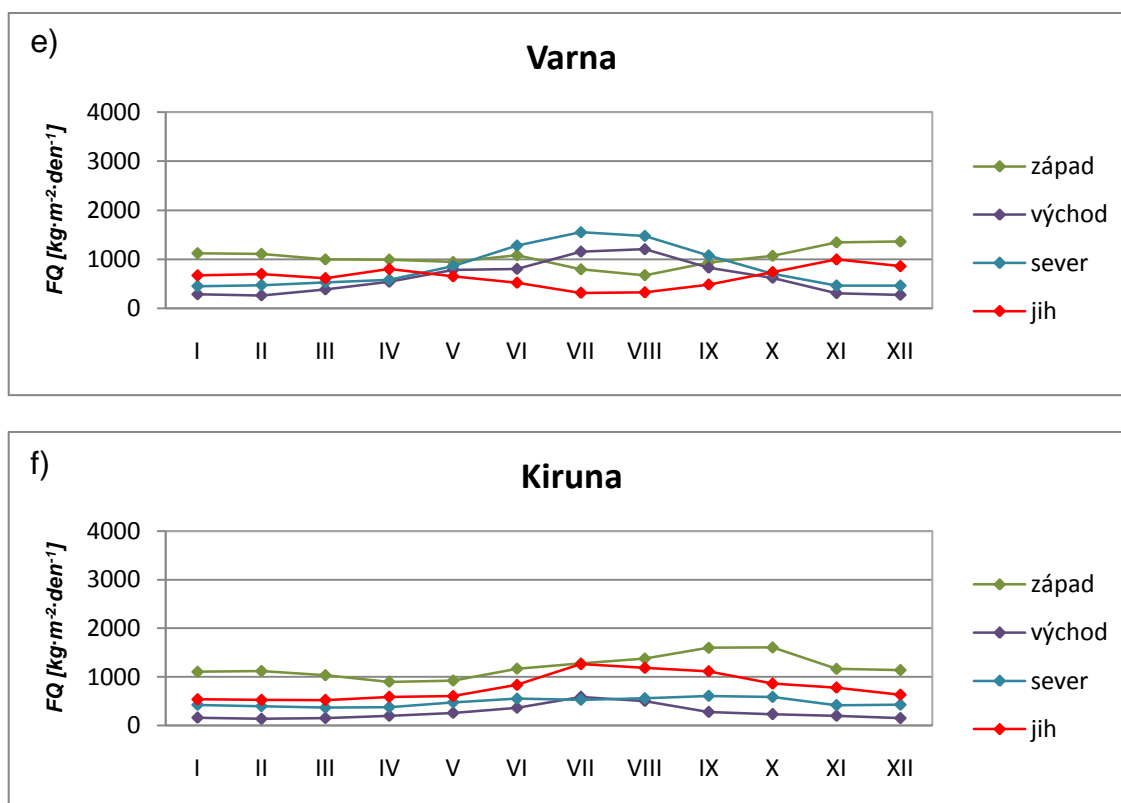
Porto se nachází v Portugalsku na pobřeží Atlantského oceánu. Tento bod byl vybrán, protože má nejvyšší korelaci mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny (viz kap. 4.2). Porto má oceánické klima, a proto také roční chod toků vlhkosti z jednotlivých směrů je poměrně vyrovnaný. Přestože jak Porto, tak Galway leží na západním pobřeží Evropy, tok vlhkosti od západu má v těchto bodech opačnou klimatologii, v Portu dosahuje maxima v prosinci, minima v červenci (obr. 4.11/d). Toky vlhkosti od východu a od severu mají vyrovnaný roční chod, tok vlhkosti od severu má poměrně výrazné maximum v říjnu.

Varna leží v Bulharsku, na pobřeží Černého moře. Tento bod je odkrytý vzdušnému proudění od východu, naopak ve směru od západu leží ve stínu vysokých pohoří Balkánského poloostrova. To se projevuje také na klimatologii toku vlhkosti z jednotlivých směrů, tok vlhkosti od východu je zde v červenci a v srpnu vyšší než tok vlhkosti od západu (obr. 4.11/e). Toky vlhkosti od západu a od východu mají opačnou klimatologii, západní směr dosahuje maxima v prosinci, minima v srpnu, východní směr dosahuje maxima v srpnu, minima v prosinci. Výrazný a rovněž protichůdný roční chod má také meridionální tok vlhkosti. Zatímco v teplé části roku převládá severní tok vlhkosti, v chladné převládá jižní směr. Tok vlhkosti od severu dosahuje ve Varně maxima v červenci, minima v lednu, tok vlhkosti od jihu dosahuje maxima v listopadu, minima v červenci.

Severské oblasti Evropy reprezentuje severošvédské městečko Kiruna, které se nachází poblíž polárního kruhu. V této oblasti stojí za povšimnutí výrazná dominance toku vlhkosti od jihu oproti severnímu směru (obr. 4.11/f). Tok vlhkosti od jihu je



**Obr. 4.11: Roční chod toku vlhkosti ze čtyř základních směrů ve vybraných bodech Evropy a) Galway; b) Praha; c) Moskva; d) Porto**



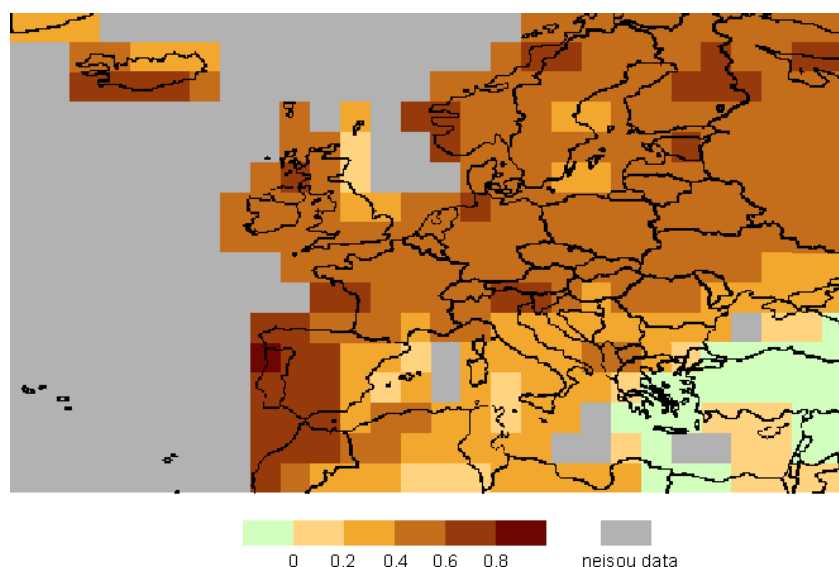
**Obr. 4.11: Roční chod toku vlhkosti ze čtyř základních směrů ve vybraných bodech Evropy e) Varna; f) Kiruna**

v červenci stejně velký jako od západu. Velikost toku vlhkosti od západu dosahuje maxima v říjnu, minima v dubnu.

## 4.2 Závislost srážek na velikosti toku vlhkosti

Tato kapitola se zabývá závislostí mezi měsíčními úhrny srážek a skalární velikostí toku vlhkosti, bez ohledu na směr, odkud vlhkost proudí. V průměru pro celou zájmovou oblast dosahuje Pearsonův korelační koeficient hodnoty 0,26, ale značně se liší v jednotlivých oblastech (obr. 4.12). Nejvyšší hodnoty dosahuje na pobřeží severního Portugalska, kde je korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny a velikostí toku vlhkosti 0,82. Tato hodnota už značí velmi těsnou korelaci. Obecně je korelace nejvyšší na západním pobřeží Evropy, kde všude překračuje hodnotu 0,6. Směrem do vnitrozemí korelace klesá. Snižuje se v důsledku tření vzduchu o zemský povrch, které zpomaluje pronikání vlhkosti hlouběji do vnitrozemí. Nízká korelace mezi srážkami a tokem vlhkosti je na východních pobřežích, ať už Británie, Španělska nebo Bulharska. Slabá korelace je také ve Středomoří, kde se v řadě oblastí pohybuje kolem 0, což znamená, že velikost toku vlhkosti nemá žádný vliv na srážkové úhrny. Ve východním Středomoří je dokonce mírně záporná. Tato oblast je typická velmi nízkými srážkovými úhrny (viz kap. 2.2.5) a nízký je i tok vlhkosti (viz dříve obr. 4.1). Jedná se o oblast s převládajícím východním prouděním vzduchu a aridním klimatem.





**Obr. 4.12: Velikost korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny v Evropě**

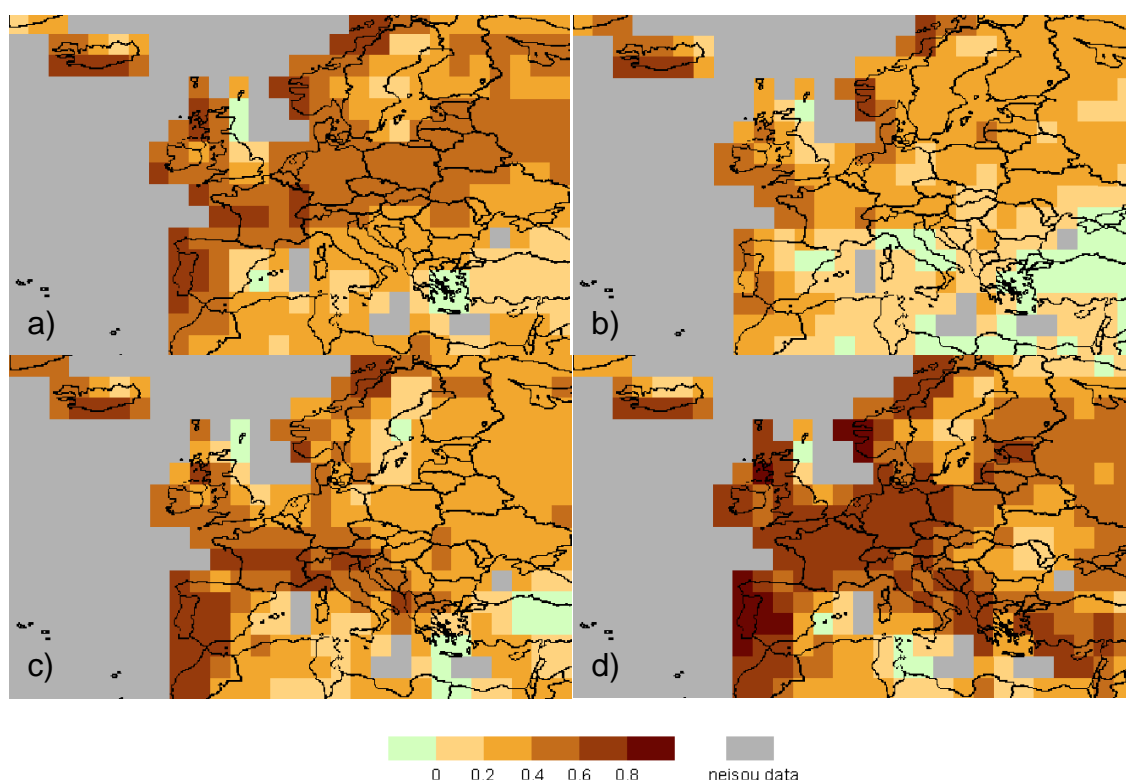
Z hlediska ročního chodu je korelace mezi velikostí toku vlhkosti a srážkovými úhrny nejvyšší v zimě, kdy dosahuje v průměru pro celou oblast hodnoty 0,31. Na jaře a na podzim je velikost korelace podobná, na jaře činí 0,24 a na podzim 0,22. Nejmenší je korelace v létě, kdy dosahuje v průměru pouze 0,14 (obr. 4.13). Tyto rozdíly jsou pravděpodobně způsobeny převládajícím typem srážek v jednotlivých částech roku. V zimě převládají velkoplošné srážky, které mají zejména synoptické příčiny, původ vody v těchto srážkách je zpravidla mimo oblast, kde srážky vypadávají. V létě se tyto srážky vyskytují také, ale vedle nich mají velký význam konvektivní srážky, které se odehrávají na malém prostoru (blíže viz kap. 2.3.6). Horizontální rozlišení gridu používané v této práci nezachycuje toky vlhkosti, které tyto srážky doprovázejí, protože se odehrávají uvnitř jednotlivých gridových bodů. Přívalové srážky tedy nemusí být doprovázeny velkými hodnotami toku vlhkosti v měřítku této práce, přestože se lze domnívat, že toky vlhkosti doprovázející bouřkovou činnost jsou v lokálním měřítku velmi velké.

Na mapě zimních korelací jsou dobře patrné další regionální vlivy, které ovlivňují korelaci mezi tokem vlhkosti a srážkami. Tyto vlivy působí obvykle po celý rok, ale v zimě mají největší význam. Výrazně se projevuje efekt blokování převládajícího západního proudění vysokými pohořími. Nejmarkantnější je v závětrří Skandinávského pohoří, ale projevuje se i v Alpách a v pohořích Balkánského poloostrova. Naopak na návětrných stranách těchto pohoří je korelace mezi tokem vlhkosti a srážkami vysoká. Na pobřeží Portugalska dosahuje korelační koeficient hodnoty 0,9.

Korelace na jaře a na podzim je jak svojí velikostí, tak regionálním rozložením podobná. Rozdílů dosahuje ve Středomoří, kde je na podzim výrazně vyšší než na jaře. To pravděpodobně souvisí s teplotou Středozemního moře, které je na podzim teplejší než na jaře, což vede k intenzivnější cyklogenezi.

V létě je v mnoha oblastech, zejména ve Středomoří, korelace mezi srážkami a tokem vlhkosti nulová a i v jiných oblastech je menší než po zbytek roku. Největší je v návětrí Skandinávského pohoří a na Islandu, kde i v létě přesahuje hodnotu 0,7.

V zimě je velký tok vlhkosti z větší části způsobován většími rychlostmi větru, zatímco v létě převážně vlhkostí vzduchu (Lemarie, 2010). Protože závislost srážek na toku vlhkosti je výrazně větší v zimě, dalo by se tedy obecně říci, že srážky se častěji vyskytují v důsledku přísunu vody velkou rychlostí větru než v důsledku velké vlhkosti vzduchu. Toto tvrzení je však spíše hypotézou. K jejímu potvrzení je nutné zkoumat vliv toku vlhkosti na srážky při konkrétních srážkových epizodách, čemuž se věnuje kap. 4.5.



**Obr. 4.13:** *Roční chod velikostí korelace mezi velikostí toku vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny v Evropě a) na jaře; b) v létě; c) na podzim; d) v zimě*

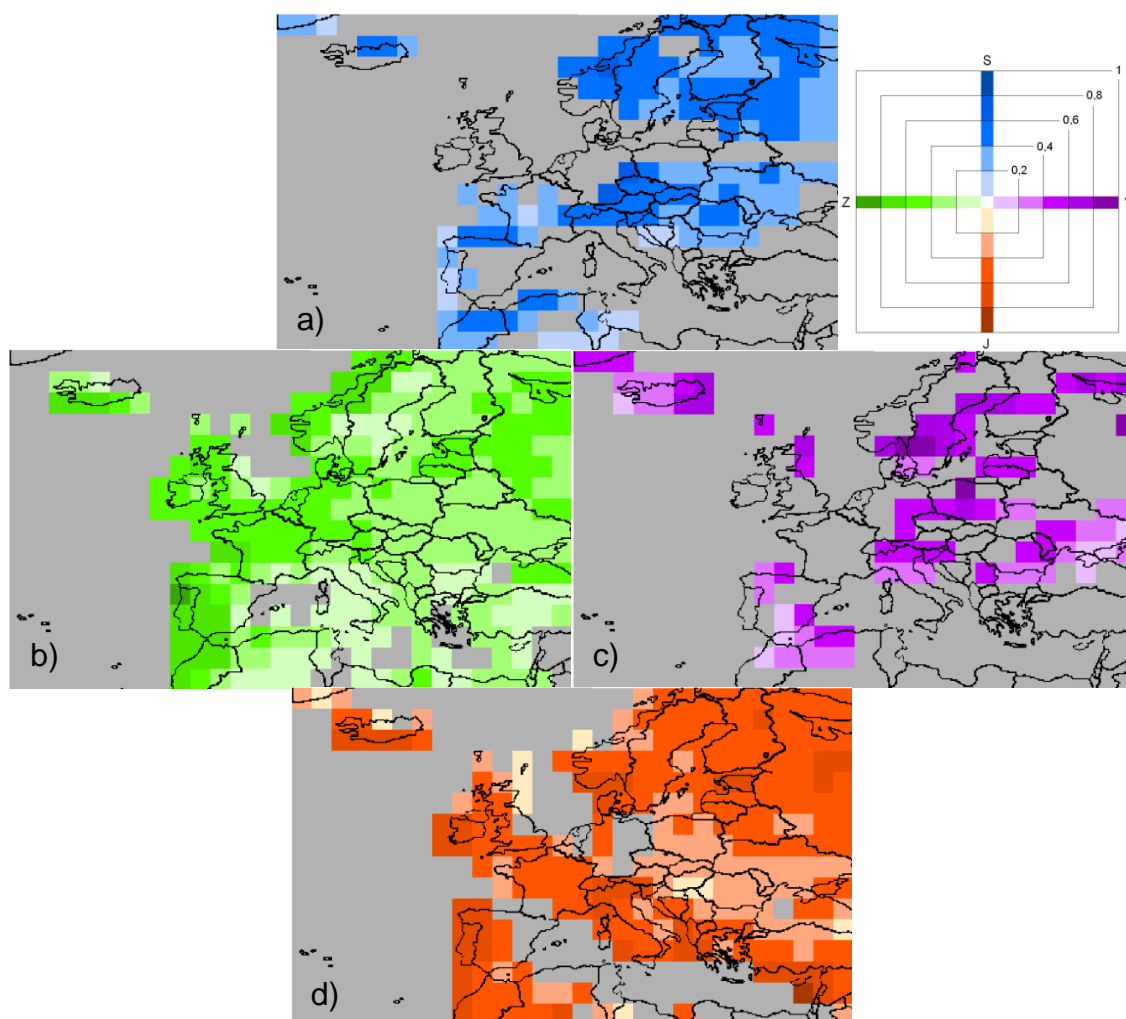
### 4.3 Vztah mezi úhrny srážek a tokem vlhkosti z jednotlivých směrů

Tato kapitola se, stejně jako předchozí, věnuje velikosti korelace mezi tokem vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny. Nyní bude ovšem zohledněn kromě velikosti toku vlhkosti také směr, odkud vodní pára přichází.

Mapy (obr. 4.14) zobrazují velikost Pearsonova korelačního koeficientu mezi velikostí toku vlhkosti z daného směru a měsíčními srážkovými úhrny. V oblastech zobrazených šedou barvou nejsou k dispozici data o srážkových úhrnech nebo zde není korelace statisticky významná. Na všech mapách je zřejmý efekt návětrí, který se

projevuje jak na pobřeží, tak v horských oblastech. Na straně odkryté danému směru proudění je korelace toku vlhkosti se srážkami vyšší než na straně závětrné. Tento efekt je vidět například na korelaci srážek s tokem vlhkosti od západu, která klesá směrem od západu k východu. Z horských celků mají největší bariérový efekt Skandinávské pohoří a Alpy. Ve Skandinávském pohoří je korelace srážek s tokem vlhkosti ze západního směru výrazně vyšší na norském pobřeží než ve Švédsku, v případě východního směru je tomu přesně naopak. Stejný efekt se uplatňuje také v Alpách, kde v severní Itálii je významná korelace mezi tokem vlhkosti od jihu a srážkami, naopak v Rakousku je tato korelace významná se severním směrem toku vlhkosti. Proti tomu korelace v závětrří Alp je buď velmi nízká, nebo ji vůbec nemůžeme označit za statisticky významnou.

Korelace srážkových úhrnů a toku vlhkosti od severu je vysoká na severním pobřeží Pyrenejského poloostrova a západní Afriky, dále v severní Evropě a pak také v Evropě střední. Vysoké hodnoty korelace toku vlhkosti od severu a srážek ve střední Evropě patrně souvisí s postupem středomořských cyklón po dráze Vb (viz kap. 2.3.2). Tato synoptická situace často přináší do střední Evropy dlouhotrvající vydatné srážky

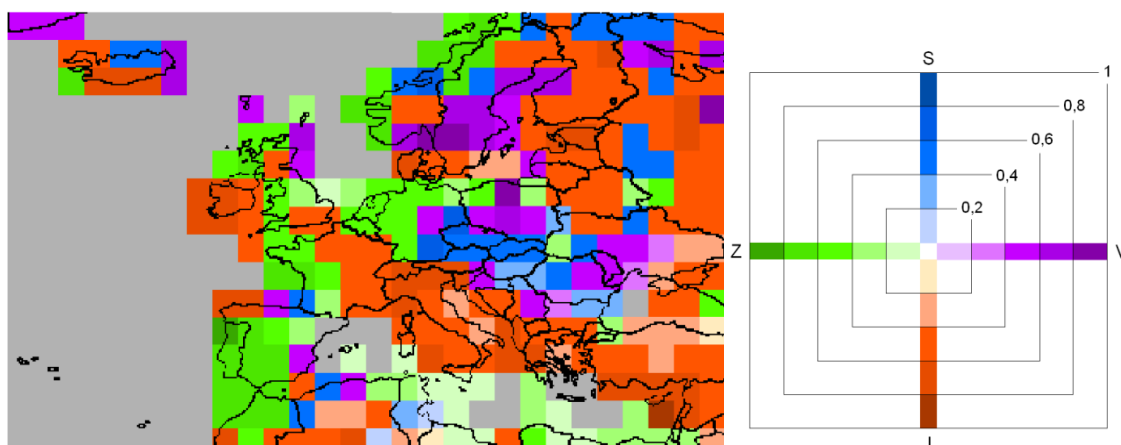


**Obr. 4.14:** Velikost korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny a tokem vlhkosti a) od severu; b) od západu; c) od východu; d) od jihu

vedoucí v letním půlroce ke vzniku povodní. Velké letní povodně ve střední Evropě jsou často spojeny právě s velkými toky vlhkosti od severu a od východu (viz kap. 2.3.1). Korelace toku vlhkosti od východu a srážek ve střední Evropě je také vysoká (obr. 4.14/c). Korelace toku vlhkosti od jihu a srážek je významná především v evropské části Středomoří, kde její hodnoty přesahují 0,6. Směrem do vnitrozemí pak klesají, a to především tam, kde se nacházejí vysoká pohoří bránící postupu vlhkosti ze Středomoří dále na sever. V severní Africe s výjimkou západní části je vztah mezi srážkami a tokem vlhkosti od jihu nevýznamný.

V další mapě jsou čtyři předchozí přeložené přes sebe a v každém gridovém bodě je zobrazena pouze korelace srážek s tokem vlhkosti ze směru, se kterým je nejvyšší (obr. 4.15). Jednotlivé efekty popsané v předchozích odstavcích jsou zde lépe patrné. Na západním pobřeží Evropy ve většině oblastí dominuje korelace srážek se západním směrem toku vlhkosti. Efekt návětrných pobřeží je ještě lépe patrný na Islandu. V evropské části Středomoří zaznamenáváme vysoké hodnoty korelace srážkových úhrnů s jižním směrem toku vlhkosti. Zajímavý je průnik těchto vysokých korelací západně od Alp až do severní Francie.

Vysoké hodnoty korelace srážek se severními a východními toky vlhkosti ve střední Evropě spojené s pohybem středomořských cyklón po dráze Vb (viz kap. 2.3.2) se vyskytují přibližně mezi 10° a 35° v. d. Od této oblasti na západ už jsou korelace srážkových úhrnů nejvyšší s toky vlhkosti od západu. Na základě této mapy bychom byli schopni vymezit v Evropě několik oblastí, které se od sebe liší směrem vzdušného proudění přinášejícím silné srážky.



**Obr. 4.15: Velikost korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny a tokem vlhkosti ze směru, se kterým je velikost korelačního koeficientu nejvyšší**

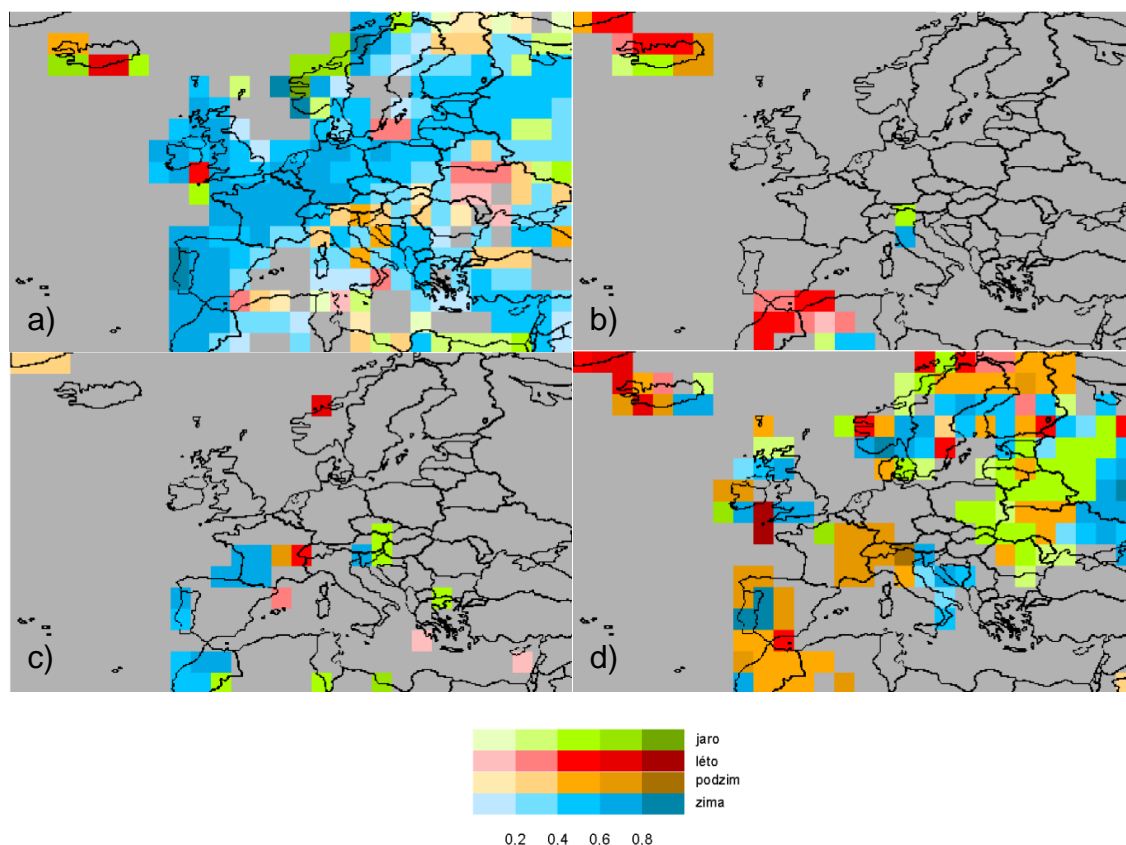
Nyní se zaměříme na roční chod korelací srážkových úhrnů a toků vlhkosti z jednotlivých směrů (obr. 4.16). Každá mapa zachycuje jeden směr toku vlhkosti a odstín barvy znázorňuje roční období, ve kterém má tok vlhkosti z daného směru nejvyšší korelaci se srážkami.

Korelace srážek s tokem vlhkosti od západu je nejvyšší v zimě, a to na většině území Evropy. Výjimkou je Island, jihozápadní pobřeží Norska, jižní okraj Alp, část

východní Evropy a některé další oblasti, které však již nejsou významné. V jihozápadním Norsku je korelace největší na jaře, naproti tomu v oblasti severního Jadranu je to na podzim.

Východní a severní toky vlhkosti mají se srážkami v některých oblastech Evropy vysokou korelaci, avšak pokud rozdělíme rok na jednotlivá roční období, pak korelace není statisticky významná z důvodu malého počtu měsíců, ve kterých jsou tyto toky vlhkosti dominantní (blíže viz kap. 5).

Jižní tok vlhkosti má se srážkami významnou korelaci v některých oblastech Středomoří a v Alpách, a to na podzim a v zimě. Zatímco v západních Alpách je to na podzim, ve východních Alpách a na západě Balkánského poloostrova je to v zimě. Druhou oblastí jižní Evropy s významnými podzimními a zimními korelacemi mezi srážkovými úhrny a tokem vlhkosti od jihu je západ Pyrenejského poloostrova. Ve východní Evropě je korelace mezi srážkami a jižním tokem vlhkosti nejvyšší v zimě a na jaře, v severní Evropě v zimě a na podzim.

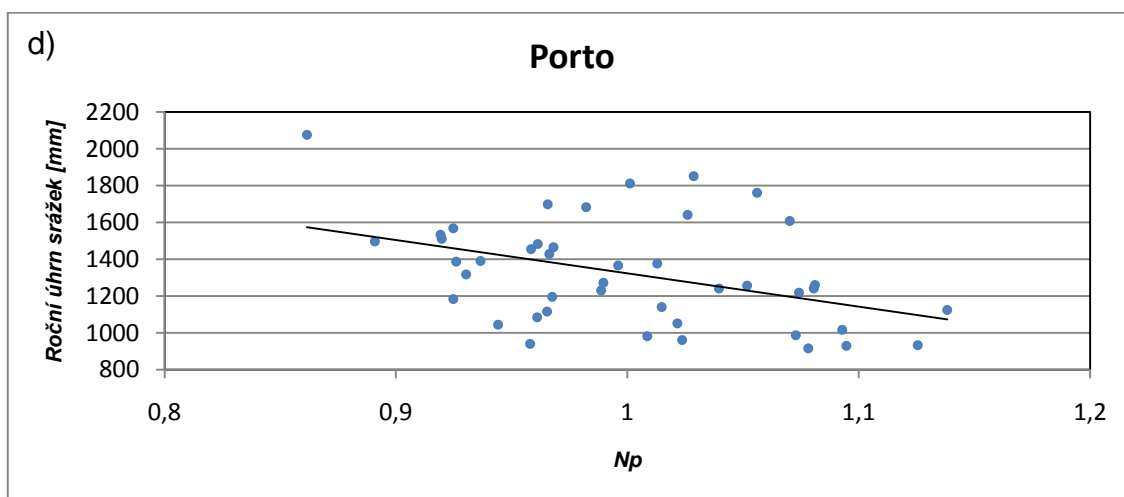
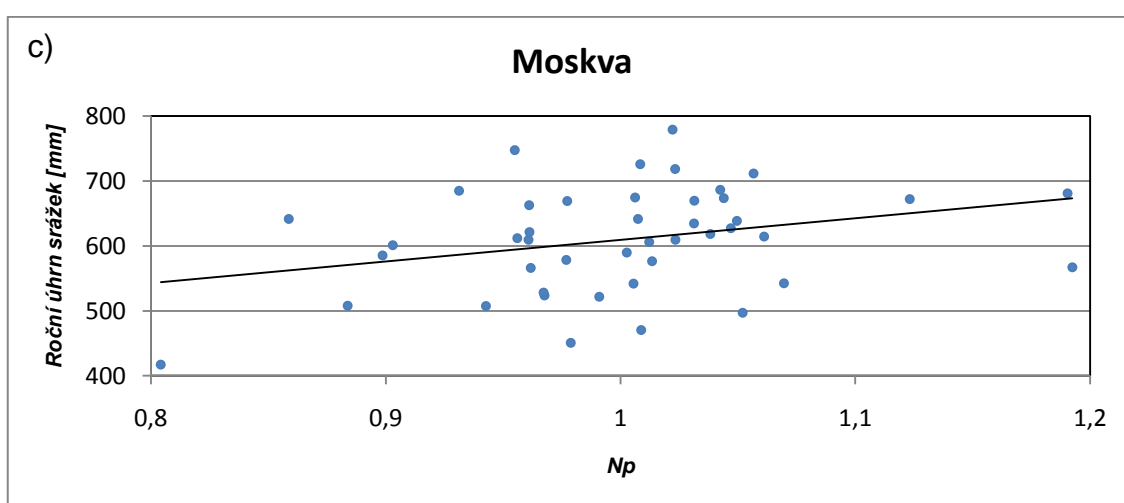
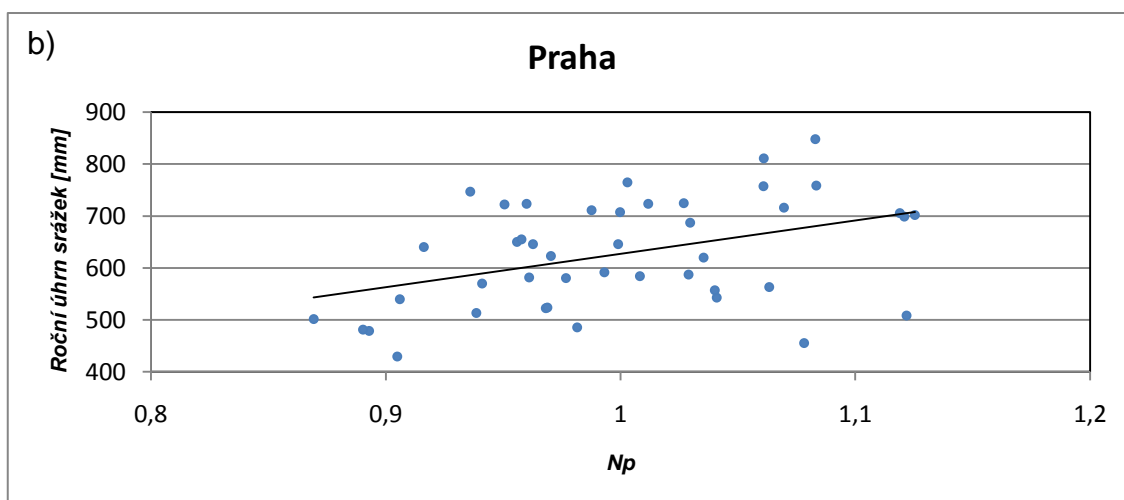


**Obr. 4.16: Velikost korelace mezi měsíčními srážkovými úhrny v jednotlivých ročních obdobích a tokem vlhkosti a) od západu; b) od východu; c) od severu; d) od jihu**

#### 4.4 Vztah mezi větrem, vlhkostí a srážkami

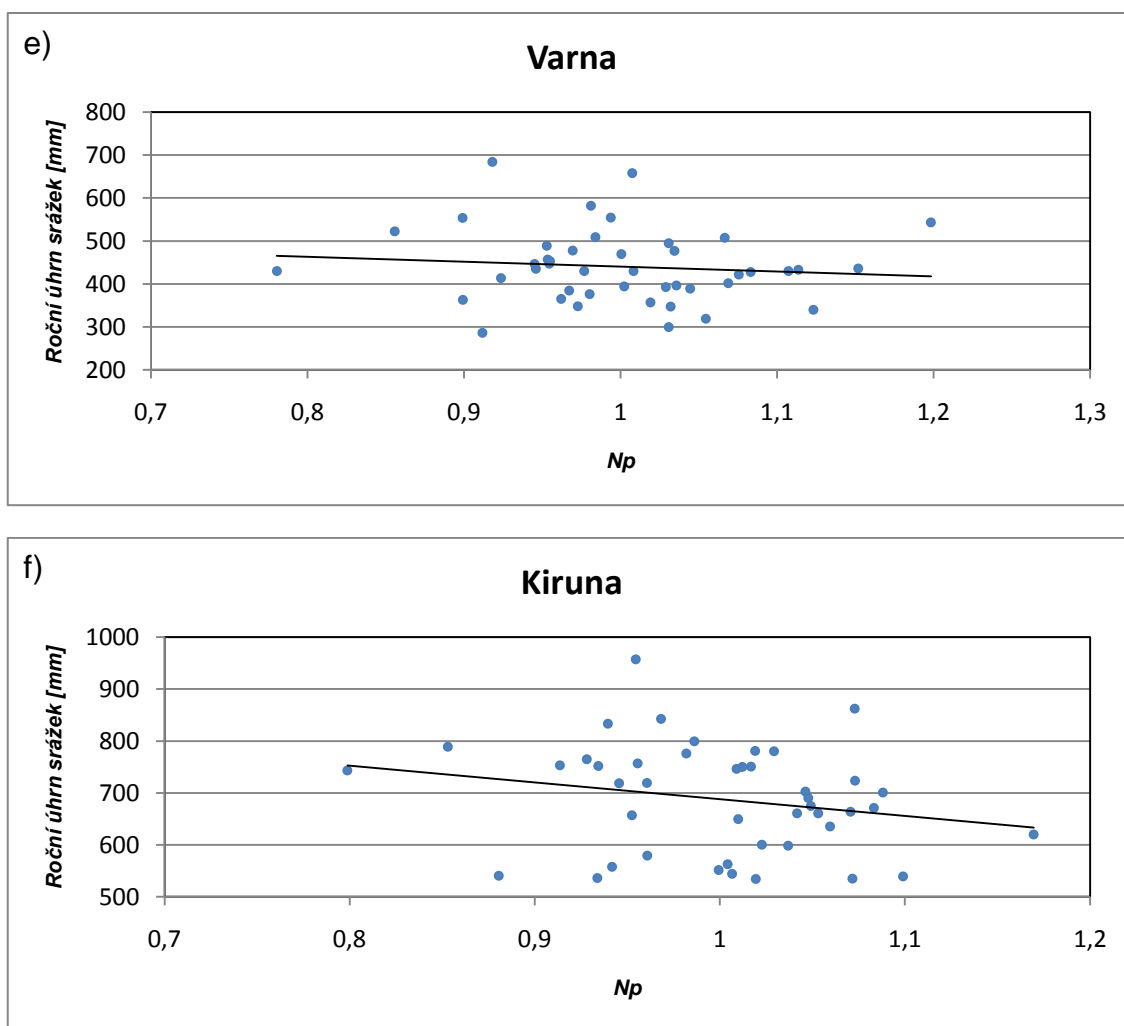
V této části práce se zaměříme na vliv veličin, ze kterých je odvozený tok vlhkosti, na srážky. Cílem této části práce je zjistit, jestli je vyšších srážkových úhrnů při stejném





**Obr. 4.17: Závislost ročního úhrnu srážek na normovaném podílu rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu ve vybraných bodech v Evropě b) Praha; c) Moskva; d) Porto**





**Obr. 4.17:** Závislost ročního úhrnu srážek na normovaném podílu rychlosti větru a měrné vlhkosti vzduchu ve vybraných bodech v Evropě e) Varna; f) Kiruna

## 4.5 Analýza vybraných epizod silných srážek

Poslední kapitola výzkumné části této práce se věnuje toku vlhkosti a jeho vlivu na srážky v osmi vybraných případech extrémních velkoplošných srážkových úhrnů v Evropě po roce 1950. Všechny tyto srážkové události vedly k ničivým povodním (Barredo, 2007). Problematikou toku vlhkosti v případech silných srážek se zabývají také Müller et al. (2009), kteří studují mimo jiné anomálie toku vlhkosti v případech extrémních srážek ve střední Evropě. Předkládaná práce se zabývá anomáliemi toku vlhkosti také v dalších případech extrémních srážkových událostí v Evropě a kromě toho má za cíl hledat příčiny těchto anomálií, tedy zda jsou z větší části způsobeny vysokými rychlostmi větru, nebo vysokou vlhkostí vzduchu.

### 4.5.1 Itálie 1966

Extrémní srážkové úhrny v severní Itálii na počátku listopadu 1966 vyústily v jednu z nejničivějších povodní v italské historii. Nejvíce zasaženým regionem bylo Toskán-



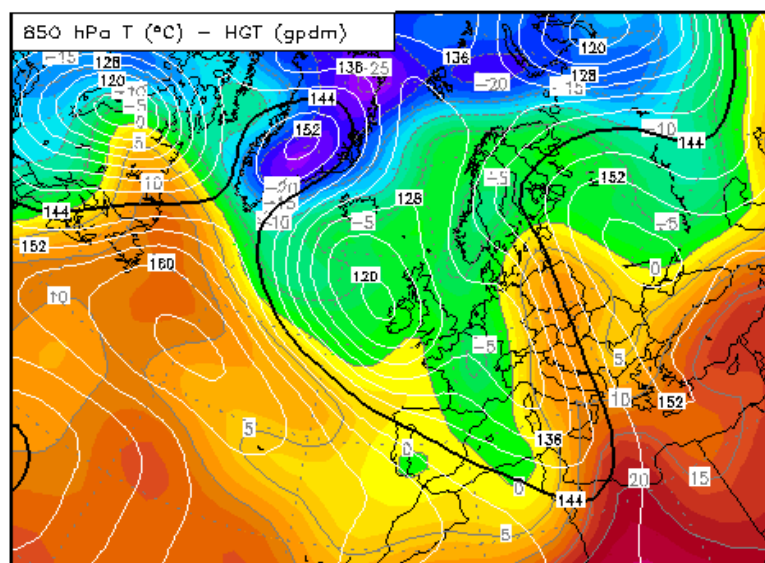
sko, především povodí řeky Arno, na které leží historické město Florencie. Tato povodeň si vyžádala 116 lidských životů (Barredo, 2007) a vedla k obrovským škodám na majetku. Zaplavena a silně poškozena byla Florencie s mnoha historickými památkami, například Národní knihovnou, Danteho domem nebo palácem Vecchio (Salsini, 2012).

Podzim 1966 byl celkově v Toskánsku velmi deštivý, poměrně vydatné srážky zde padaly už od září. V říjnu srážek dále přibývalo a vše vyvrcholilo na počátku listopadu. Příčinné srážky povodně na řece Arno začaly padat 2. listopadu, kdy na hoře Monte Falterona spadlo během 24 hodin 17 palců (431,8 mm) srážek (Salsini, 2012). Srážky pak pokračovaly ještě několik dní. V nedalekém městě Bologna se srážky vyskytly později, začaly 3. listopadu a nejvyšší srážkový úhrn zde byl zaznamenán 4. listopadu (tab. 4.1).

**Tab. 4.1: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Bologna v období 2.–6. 11. 1966**

Datum	2. 11.	3. 11.	4. 11.	5. 11.	6. 11.
Srážky	0	2,4	80,4	14,2	0

Čtvrtého listopadu 1966 se severní Itálie nachází v oblasti brázdy nízkého tlaku vzduchu (obr. 4.18). Velký vliv na srážky má především výšková brázda nízkého tlaku, která do oblasti zasahuje od severu.



**Obr. 4.18: Synoptická situace v Evropě 4. 11. 1966 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

Tok vlhkosti dne 2. 11., kdy se vyskytly silné srážky v povodí řeky Arno, nevykazuje žádnou anomálii, jeho velikost je podprůměrná (tab. 4.2). Hned následující den ale jeho hodnota roste, hodnota kumulativní distribuční funkce 3. 11. ve 12 hodin UTC dosahuje 93,27 %. Největší je tok vlhkosti 3. 11. v 18 hodin UTC, kdy jeho velikost činí  $96,5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , což by odpovídalo hodnotě kumulativní distribuční funkce vyšší než 96 %. Podobně vysoký je tok vlhkosti také ve dnech 5. a 6. 11., nicméně v den nejvyšších srážkových úhrnů v Bologni velikost toku vlhkosti anomální není.

Směr toku vlhkosti se postupně mění z východního na jižní. Pro oblast severní Itálie je typická vysoká korelace mezi srážkovými úhrny a tokem vlhkosti od jihu v podzimním období (viz kap. 4.3).

Rychlost větru ani vlhkost vzduchu na hladině 850 hPa během této srážkové události nevykazují žádné anomálie, vysoké hodnoty toku vlhkosti jsou víceméně rovnoměrně způsobeny oběma těmito veličinami.

**Tab. 4.2: Hodnoty veličin během srážkové události v Itálii v roce 1966** Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích  $45^\circ$  s. š.,  $10^\circ$  v. d. v období 2.–6. 11. 1966. Tučně vytištěné hodnoty udávají velikost kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Bologna.

	Víte		Vlhkost		Tok vlhkosti		
<b>2.11.</b>	10,46	<b>44,99</b>	2,13	<b>19,91</b>	15,16	<b>34,81</b>	<b>SV</b>
<b>3.11.</b>	9,79	<b>39,76</b>	2,39	<b>25,43</b>	76,45	<b>93,27</b>	<b>V</b>
<b>4.11.</b>	6,75	<b>21,42</b>	4,53	<b>81,30</b>	29,12	<b>61,53</b>	<b>JV</b>
<b>5.11.</b>	11,61	<b>51,72</b>	3,65	<b>61,17</b>	71,22	<b>91,33</b>	<b>J</b>
<b>6.11.</b>	14,78	<b>69,99</b>	4,81	<b>85,32</b>	76,6	<b>93,34</b>	<b>J</b>

#### 4.5.2 Maďarsko a Rumunsko 1970

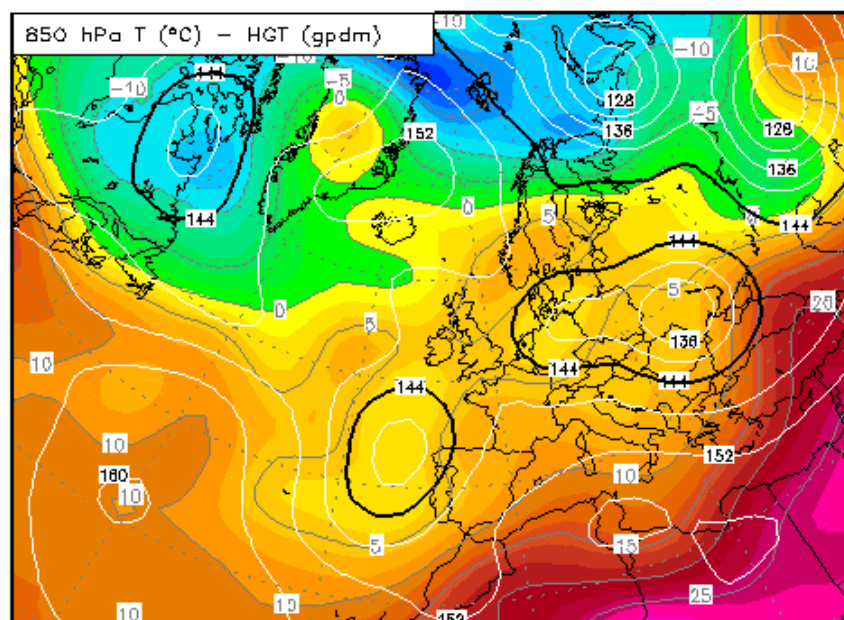
Silné srážky spojené s táním sněhu vedly v květnu 1970 k ničivým povodním na východě Maďarska a v Rumunsku, které si vyžádaly celkem 515 obětí, z toho 215 v Rumunsku a 300 v Maďarsku (Barredo, 2007). Nejvíce postiženou oblastí bylo v Maďarsku povodí horní Tisy a řek Szamos, Kraszna, Tur, Batár, Lápos a Visó (Andó et Vágás, 1972) a okolí dolního Dunaje v Rumunsku. Na horní Tise byl zaznamenán stoletý průtok (Barredo, 2007). Během této události byl zaznamenán největší nárůst průtoků v druhé polovině 20. století například na Marosi a Szamosi (Müller; Kašpar et Matschullat, 2009).

Květnové stoleté povodni na Tise předcházelo pět malých povodní během dubna, způsobených táním sněhu a intenzivními dešti. V květnu pak proběhlo několik výjimečných srážkových událostí, první mezi 11. a 14. květnem, další mezi 22. a 24. květnem. Například na stanici Baia Mare v severovýchodním Rumunsku, nedaleko hranic s Maďarskem, se vyskytovaly srážkové úhrny souvisle od 4. května, i když zpočátku nedosahovaly ani 10 mm za den. Nejvyšší denní srážkový úhrn během této epizody byl zaznamenán 13. května, kdy v Baia Mare spadlo 121,4 mm srážek (tab. 4.3). Poté pršelo až do 19. května, i když s výrazně nižší intenzitou.

**Tab. 4.3: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Baia Mare v období 11.–15. 5. 1970**

Datum	11.5.	12.5.	13.5.	14.5.	15.5.
<b>Srážky</b>	<b>2,3</b>	<b>7,2</b>	<b>121,4</b>	<b>6,2</b>	<b>5,9</b>

Oblast maďarsko-rumunského pohraničí byla v květnu 1970 pod vlivem intenzivní činnosti regionálních cyklón. V rychlém sledu za sebou přecházely střídavě teplé a studené fronty a střídaly se teplé a studené vzduchové hmoty. Srážkové úhrny byly navíc výrazně zvýšeny vlivem orografie (Andó et Vágás, 1972). 13. května se oblast s výskytem intenzivních srážek nacházela nedaleko středu cyklóny (obr. 4.19). Ten se nacházel severovýchodně od této oblasti.



**Obr. 4.19: Synoptická situace v Evropě 13. 5. 1970 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

Tok vlhkosti 13. 5. 1970 vykazuje významnou kladnou anomálii, hodnota jeho kumulativní distribuční funkce se blíží 98 % (tab. 4.2). Stále poměrně velká velikost toku vlhkosti je zaznamenána ještě následující den po srážkové události, poté velikost toku vlhkosti klesá. V období bezprostředně předcházejícím hlavní srážkové události hodnoty toku vlhkosti žádnou anomálii nevykazují. Směr větru, a tedy směr toku vlhkosti, je zpočátku jihovýchodní, v den největších srážek se mění na východní a po dni s největším srážkovým úhrnem se otáčí na severozápadní.

Rychlost větru je vysoká pouze 11. května, tedy dva dny před hlavní srážkovou událostí, kdy na hladině 850 hPa činí  $14,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Následně rychlost větru postupně klesá a její hodnoty jsou vzhledem k danému období během roku podprůměrné. Vlhkost vzduchu je nejvyšší den před hlavní srážkovou událostí, kdy její hodnota kumulativní distribuční funkce pro dané období přesahuje 94 %. V den největších srážkových úhrnů hodnota kumulativní distribuční funkce ani u jedné z těchto veličin nepřevyšuje 90 %. Podobně jako u srážek v Itálii v roce 1966 ani zde nemůžeme jednoznačně říci, že by některá z veličin tvořících tok vlhkosti, měla na vysokých hodnotách toku vlhkosti rozhodující podíl, byť stejně jako v roce 1966 má větší význam vlhkost vzduchu.

**Tab. 4.4: Hodnoty veličin během srážkové události v Maďarsku a Rumunsku v roce 1970**  
Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích 47,5° s. š., 22,5° v. d. v období 11.–15. 5. 1970. Tučně vytištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Baia Mare.

	Víte		Vlhkost		Tok vlhkosti		
11.5.	14,50	<b>96,28</b>	5,63	<b>76,00</b>	43,69	<b>78,80</b>	JV
12.5.	6,24	<b>44,70</b>	7,03	<b>94,34</b>	20,13	<b>33,74</b>	JV
13.5.	6,02	<b>40,97</b>	6,00	<b>82,23</b>	79,49	<b>97,78</b>	V
14.5.	3,89	<b>19,48</b>	4,98	<b>61,96</b>	57,85	<b>91,55</b>	SZ
15.5.	3,76	<b>18,27</b>	4,75	<b>56,09</b>	44,27	<b>79,73</b>	SZ

### 4.5.3 Švédsko 1977

K největší povodni v severní Evropě v druhé polovině 20. století došlo na přelomu dubna a května 1977 ve Švédsku, v oblasti Bergslagen, která se nachází severně od města Örebro. Následky této povodně nebyly zdaleka tak tragické, jako v případě jiných událostí, které jsou zde popisovány. V důsledku této povodně nikdo nezahynul, škody činily 170 mil. USD (Barredo, 2007). Příčinou povodně byly silné srážky spojené s táním sněhu.

Silné srážky se v oblasti Bergslagen vyskytly během dubna a května ve třech periodách. Celkově nejvíce srážek spadlo během třetí periody od 8. do 15. května, avšak nejvyšší jednodenní srážkový úhrn byl zaznamenán během druhé periody, která se udála mezi 1. a 3. květnem. 2. května 1977 spadlo v městečku Falun 36,7 mm srážek (tab. 4.5).

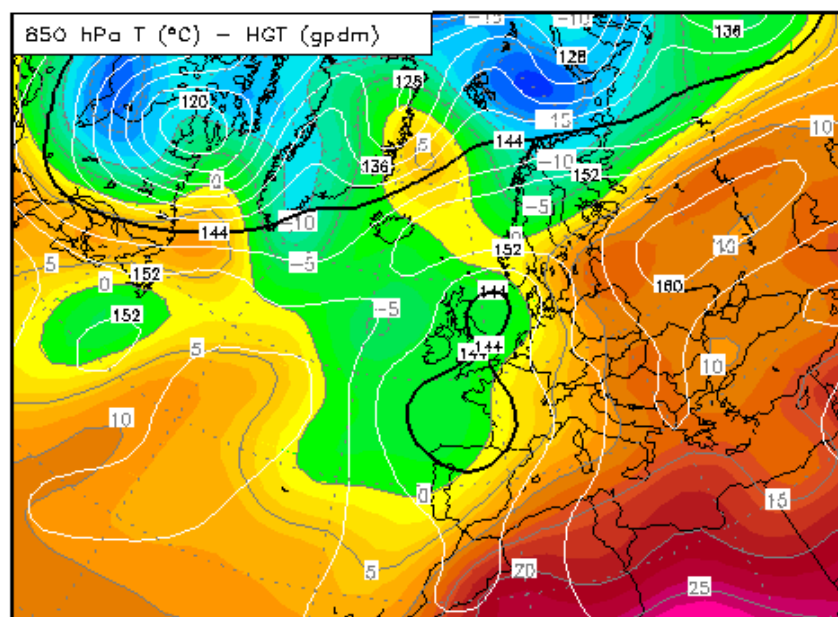
**Tab. 4.5: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Falun v období 30. 4.–4. 5. 1977**

Datum	30.4.	1.5.	2.5.	3.5.	4.5.
Srážky	0	7	<b>35,7</b>	<b>1,4</b>	0

Jižní Švédsko se 2. 5. 1977 nachází pod vlivem cyklóny se středem nad západní Francií (obr. 4.20). Ta způsobuje spolu s anticyklónou nad východní Evropou intenzivní jižní proudění v této oblasti. Oblast Švédska se zároveň nachází na okraji mohutné výškové brázdy nízkého tlaku vzduchu, která sem zasahuje od severu.

V den hlavní srážkové události, tedy 2. května, vykazuje tok vlhkosti hodnotu kumulativní distribuční funkce 93,6 % (tab. 4.6). Tato událost je tedy rovněž spojena s vysokým tokem vlhkosti, v tomto případě od jihu. Vysoký tok vlhkosti je zaznamenán pouze v den s nejvyššími úhrny srážek. O den dříve vykazuje tok vlhkosti velmi nízkou hodnotu.

Veličiny, které tok vlhkosti tvoří, nevykazují ve zkoumaném období žádné anomálie. V den s největším srážkovým úhrnem je význam rychlosti větru a vlhkosti vzduchu prakticky vyrovnaný.



**Obr. 4.20: Synoptická situace v Evropě 2. 5. 1977 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

**Tab. 4.6: Hodnoty veličin během srážkové události ve Švédsku v roce 1977** Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích  $60^\circ$  s. š.,  $12,5^\circ$  v. d. v období 30. 4.–4. 5. 1977. Tučně vytištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Falun.

	Vítr		Vlhkost		Tok vlhkosti		
30.4.	9,60	<b>80,09</b>	3,73	<b>46,20</b>	34,98	<b>74,00</b>	J
1.5.	5,24	<b>42,98</b>	2,76	<b>20,99</b>	2,14	<b>1,72</b>	J
2.5.	5,30	<b>43,84</b>	3,88	<b>50,50</b>	62,66	<b>93,62</b>	J
3.5.	8,26	<b>70,85</b>	2,72	<b>19,77</b>	38,09	<b>77,58</b>	JV
4.5.	10,18	<b>83,09</b>	5,26	<b>84,67</b>	30,44	<b>66,40</b>	J

#### 4.5.4 Alpy 1993

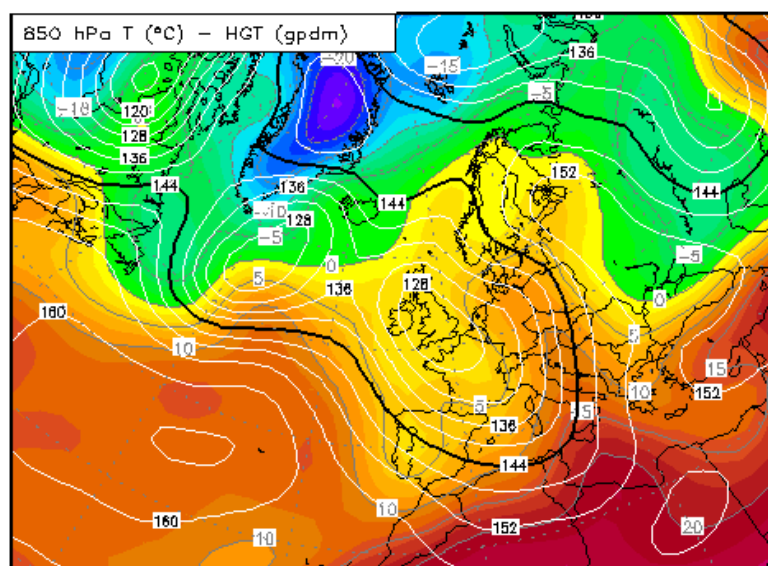
Intenzivní dlouhotrvající deště v západních Alpách vedly na přelomu září a října 1993 k povodním na horním Pádu a jeho přítocích a také na Rhoně a jejích přítocích. V Itálii byly zasaženy regiony Ligurie, Piemont, Lombardie a Valle d'Aosta. Ve Francii pak departementy Savoie, Drome, Vaucluse a Bouche-du-Rhône. Silné srážky postihly také Švýcarsko, nicméně k velkým povodním zde nevedly. Povodně v Alpách na podzim 1993 si vyžádaly 9 lidských životů v Itálii a 6 ve Francii (Barredo, 2007).

Příčinou alpské povodně na podzim 1993 byly dlouhotrvající srážky. Začátek podzimu 1993 v západních Alpách byl velmi deštivý. Od 3. září do 30. října se na stanici Col du Grand St-Bernard, poblíž trojmezí Švýcarska, Francie a Itálie, vyskytlo pouze 6 dnů beze srážek. Nejvyšší jednodenní srážkový úhrn byl na této stanici zaznamenán 2. října, kdy zde spadlo 79,3 mm srážek (tab. 4.7). Vysoké srážkové úhrny ovšem padaly i po oba dny předtím.

**Tab. 4.7: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Col du Grand St-Bernard v období 30. 9.–4. 10. 1993**

Datum	30.9.	1.10.	2.10.	3.10.	4.10.
Srážky	32,9	43,4	79,3	4,3	1,1

Druhého října 1993 jsou západní Alpy pod vlivem mohutné tlakové níže nad Britskými ostrovy (obr. 4.21), která sem přináší teplý vzduch od jihu. Vysoké srážkové úhrny jsou pravděpodobně způsobeny také návětrným efektem.



**Obr. 4.21: Synoptická situace v Evropě 2. 10. 1993 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

Tok vlhkosti na hladině 850 hPa v době od 30. září do 4. října 1993 v oblasti západních Alp nevykazuje žádnou výraznou odchylku (tab. 4.8). Jediným dnem, kdy hodnota kumulativní distribuční funkce překračuje 90 %, je 1. říjen. Tato srážková událost byla extrémní především z důvodu svého trvání, nikoliv svoji intenzitou, což může být příčina, proč není doprovázena nějakými významnějšími anomáliemi toku vlhkosti. Směr vzdušného proudění je v době vysokých srážek jižní. Právě jižní směr toku vlhkosti na podzim má v oblasti severního Středomoří vysoké korelace mezi srážkami a tokem vlhkosti (viz kap. 4.3).

Z dílčích veličin, které tok vlhkosti utvářejí, dosahuje vysoké hodnoty pouze měrná vlhkost vzduchu 3. října, tedy následující den po dni s nejvyšším srážkovým

**Tab. 4.8: Hodnoty veličin během srážkové události v Alpách v roce 1993** Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích  $45^\circ$  s. š.,  $7,5^\circ$  v. d. v období 30. 9.–4. 10. 1993. Tučně vtištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Col du Grand St-Bernard.

	Vítr		Vlhkost		Tok vlhkosti		
30.9.	14,78	<b>78,87</b>	2,95	<b>16,76</b>	33,61	<b>61,03</b>	<b>J</b>
1.10.	15,99	<b>84,31</b>	4,59	<b>58,67</b>	78,31	<b>91,83</b>	<b>J</b>
2.10.	8,47	<b>38,25</b>	5,28	<b>73,42</b>	40,42	<b>69,13</b>	<b>JV</b>
3.10.	8,38	<b>37,18</b>	7,25	<b>96,42</b>	38,61	<b>67,19</b>	<b>V</b>
4.10.	15,12	<b>80,37</b>	5,91	<b>82,95</b>	25,78	<b>45,92</b>	<b>JZ</b>

úhrnem. Srážkový úhrn toho dne byl už malý. V den s největší velikostí toku vlhkosti, tedy 1. října, je oproti vlhkosti vzduchu významnější rychlost větru.

#### 4.5.5 Západní Evropa 1995

V lednu 1995 zasáhly intenzivní dešťové srážky rozsáhlá území v západní Evropě. Spolu s táním sněhu měly tyto srážky za následek velkou povodeň, která zasáhla několik zemí a při níž zahynulo 28 lidí. V Německu byly zasaženy především řeky Rýn a Mosela, na kterých bylo dosaženo úrovně stoleté vody. Ve Francii bylo postiženo 43 departementů v regionech Basse-Normandie, Bretagne, Pays de la Loire a Île de France. Povodeň významně zasáhla také Nizozemsko, především povodí řeky Mázy, Belgie a Lucembursko (Barredo, 2007).

Příčinné srážky této povodně v Bretani, začaly padat 17. ledna, kdy v Rennes spadlo téměř 14 mm srážek. Srážky pak pokračovaly s krátkým přerušením až do konce ledna. Nejvyšší srážkový úhrn byl v Rennes, ale například také v nedalekém Ballots zaznamenán 19. ledna, kdy v Rennes spadlo 62,6 mm srážek (tab. 4.9).

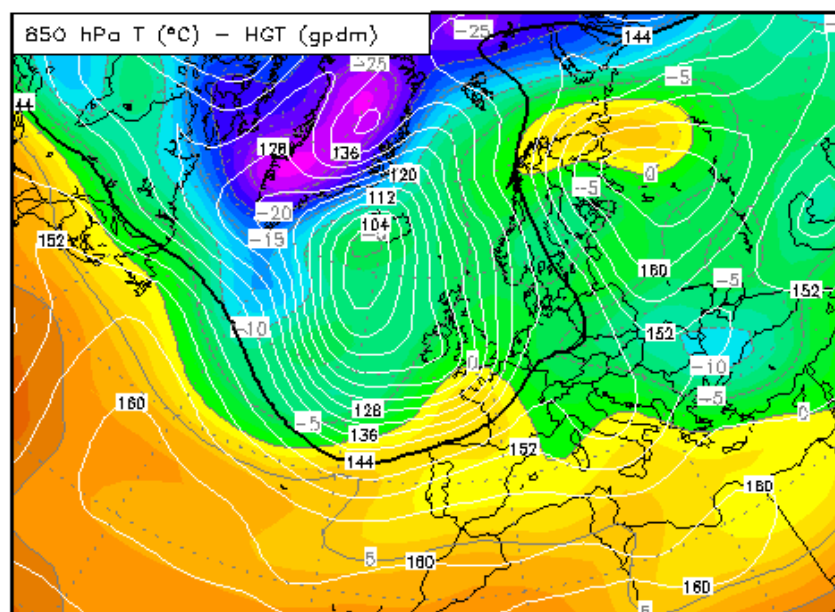
**Tab. 4.9: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Rennes v období 17.–21. 1. 1995**

Datum	17.1.	18.1.	19.1.	20.1.	21.1.	22.1.
Srážky	14,8	2,2	62,6	1,8	15,4	10,6

Hlavní synoptickou příčinou silných srážek v západní Evropě v lednu 1995 je hluboká cyklóna se středem v severním Atlantiku jižně od Islandu (obr. 4.22). Tato cyklóna vytváří v západní Evropě intenzivní proudění vlhkého oceánického vzduchu od jihozápadu. Ten je blokován anticyklónou, jejíž střed leží v severozápadním Rusku. Silné srážky jsou pak v některých oblastech umocněny efektem návětrí.

Tok vlhkosti v západní Francii dosahuje v období 17.–22. 1. 1995 nebývale vysokých hodnot, 22. ledna se jeho velikost blíží  $200 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  (tab. 4.10). Velikost toku vlhkosti v období této srážkové epizody dobře koresponduje se srážkovými úhrny. Ve dnech, kdy v Rennes spadlo více než 10 mm srážek, překračuje hodnota jeho





**Obr. 4.22: Synoptická situace v Evropě 19. 1. 1995 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

**Tab. 4.10: Hodnoty veličin během srážkové události v západní Evropě 1995** Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích 47,5° s. š., 0° d. v období 17.–22. 1. 1995. Tučně vytištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Rennes.

	Víte		Vlhkost		Tok vlhkosti		
17.1.	32,63	<b>98,93</b>	4,68	<b>93,62</b>	133,87	<b>96,85</b>	J
18.1.	10,92	<b>41,98</b>	2,32	<b>45,92</b>	36,63	<b>60,96</b>	JZ
19.1.	23,96	<b>92,05</b>	3,07	<b>66,48</b>	116,17	<b>95,42</b>	J
20.1.	25,16	<b>94,20</b>	2,65	<b>55,44</b>	34,25	<b>57,81</b>	Z
21.1.	30,21	<b>97,92</b>	4,01	<b>86,03</b>	126,36	<b>96,35</b>	J
22.1.	11,86	<b>47,13</b>	2,56	<b>53,30</b>	194,24	<b>99,71</b>	JZ

kumulativní distribuční funkce 95 %, zatímco ve dnech, kdy byly srážkové úhrny nevýznamné, je také velikost toku vlhkosti relativně menší. V případě této srážkové události je možné shledat souvislost mezi vysokými hodnotami velikosti toku vlhkosti a vysokými srážkovými úhrny. Směr toku vlhkosti je v době této srážkové epizody převážně jižní.

Velmi vysokých hodnot v tomto období dosahuje také rychlost větru, která v některých dnech na hladině 850 hPa překračuje  $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Hodnota kumulativní distribuční funkce rychlosti větru ve čtyřech ze šesti sledovaných dnů překračuje 90 % a 17. ledna se blíží dokonce 99 %. V případě měrné vlhkosti vzduchu na hladině 850 hPa je největší odchylka od hodnot běžných pro tuto část roku zaznamenána 17. ledna. V ostatních dnech srážkové epizody nepřekračuje odchylka vlhkosti vzduchu



90 %. Vysoký tok vlhkosti během této srážkové události byl tedy z větší části způsoben vysokou rychlostí větru.

#### 4.5.6 Morava 1997

Na začátku července 1997 zasáhla Českou republiku jedna z nejničivějších povodní v historii. Zasažena byla především východní polovina České republiky, zejména povodí Odry a Moravy, ale také některá povodí ve východních Čechách, především Orlice. Kromě České republiky zasáhly povodně také Polsko a Německo. Zahynulo 115 osob, z toho 60 v České republice a 55 v Polsku (Barredo, 2007). Stoletých průtoků bylo během této události v České republice dosaženo na Odře, Moravě, Opavě, Ostravici, Bečvě, Olši, Juhyni, Opavici, Osoblaze, Vidnávce, Bělé, Krupé, Desné, Moštěnce, Rusavě, Orlici, Moravské Sázavě, Svitavě, Svatce a Loučné (Brázdil et al., 2005).

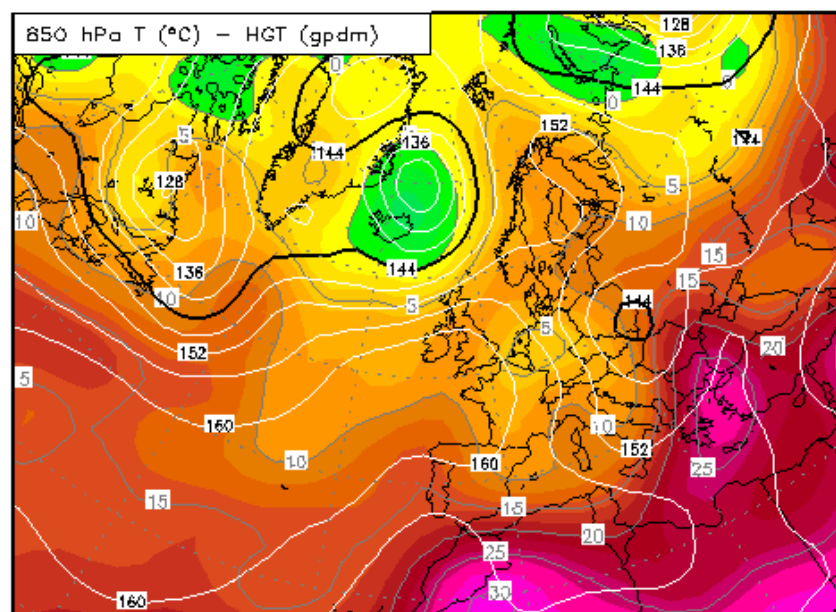
Příčinou této povodně byly extrémně vysoké srážkové úhrny. Intenzivní srážky trvaly čtyři dny, od 5. do 8. července 1997. Slabé srážky se objevily už 4. července, rovněž po 8. červenci se v některých oblastech ještě srážky vyskytovaly, ale už nebyly tak intenzivní. Nejvyšší třídní srážkové úhrny byly mezi 5. a 7. červencem 1997 zaznamenány v Moravskoslezských Beskydech. Velmi silné srážky se vyskytovaly také v Hrubém Jeseníku a v Krkonoších. Nejvyšší jednodenní srážkový úhrn události z roku 1997 byl zaznamenán 6. 7. na Studniční hoře v Krkonoších, kde spadlo 260,9 mm srážek. Právě 6. červenec byl na většině srážkoměrných stanic dnem s nejvyšším srážkovým úhrnem této epizody. Na Lysé hoře v Beskydech spadlo 233,8 mm (Brázdil et al., 2005). Na rozdíl od Krkonoš, kde srážky v dalších dnech výrazně zeslábly, v Beskydech intenzivní srážky pokračují ještě dva dny (tab. 4.11).

**Tab. 4.11: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Lysá hora v období 4.–8. 7. 1997** (Zdroj: Bartoš, 2008)

Datum	4.7.	5.7.	6.7.	7.7.	8.7.
Srážky	14,7	61	233,8	105,2	171

Intenzivní srážky na Moravě a ve Slezsku na počátku července 1997 jsou způsobeny cyklónou, která se 6. července nachází východně od České republiky. Její střed leží v oblasti východního Slovenska a Zakarpatské Ukrajiny (obr. 4.23). Česká republika se nachází v týlové části této cyklóny, tedy ve studeném sektoru. Druhým řídicím tlakovým útvarem je anticyklóna nad západní Francií a jihozápadem Velké Británie. 7. července přes Slezsko přechází retrográdní teplá fronta a východ České republiky se ocitá na přední straně přetočeného teplého vzduchu. Podobná synoptická situace přetrvává několik dnů, řídicí cyklóna se téměř nepohybuje (Brázdil et al., 2005).

Velikost toku vlhkosti v období bezprostředně předcházejícím extrémním srážkovým úhrnům je velmi malá (tab. 4.12). V čase extrémních srážek jsou ale hodnoty velikosti toku vlhkosti rovněž extrémní. 6. a 7. července 1997 vykazuje kumulativní



**Obr. 4.23: Synoptická situace v Evropě 6. 7. 1997 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

distribuční funkce velikosti toku vlhkosti hodnoty převyšující 99 % a také 8.7. je tok vlhkosti velmi velký, blíží se 98 %. Směr vzdušného proudění před intenzivními srážkami je východní, v době trvání srážek se mění na severní.

Vysoké hodnoty toku vlhkosti jsou v tomto případě způsobeny převážně vysokou rychlostí větru, jejíž hodnota kumulativní distribuční funkce během tří dnů s anomáliemi toku vlhkosti také překračuje 97 %. Dva dny je její hodnota dokonce vyšší než 99,5 %. Zatímco před srážkami je rychlost větru nízká a poté výrazně roste, vlhkost vzduchu je během celé srážkové epizody přibližně stejná a nevykazuje žádnou anomálii.

**Tab. 4.12: Hodnoty veličin během srážkové události na Moravě 1997 Rychlost větru [ $m \cdot s^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $g \cdot kg^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích  $50^\circ$  s. š.,  $15^\circ$  v. d. v období 4.–8. 7. 1997. Tučně vtištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Lysá hora.**

	Víte		Vlhkost		Tok vlhkosti		
4.7.	2,67	<b>11,25</b>	7,80	<b>75,93</b>	13,60	<b>6,88</b>	V
5.7.	6,59	<b>51,15</b>	7,55	<b>70,77</b>	30,07	<b>33,02</b>	SV
6.7.	20,98	<b>99,64</b>	6,49	<b>46,49</b>	112,78	<b>99,07</b>	S
7.7.	20,19	<b>99,57</b>	7,28	<b>65,26</b>	126,69	<b>99,50</b>	S
8.7.	16,20	<b>97,78</b>	7,46	<b>69,05</b>	99,41	<b>97,85</b>	S

#### 4.5.7 Velká Británie 2000

Podzim 2000 byl nejdeštivějším podzimem v Anglii a Walesu od doby, kdy zde byla zahájena pravidelná měření srážek v roce 1773 (Barredo, 2007). Povodně, které byly

těmito dešti vyvolány, zasáhly řeky Ouse, Medway, Uck, Beult, Teise, Cuckmere a Rother. Nejvíce postiženými městy byly Lewes a Uckfield (Risk Management Solutions, 2000). Zahynulo 10 osob (Barredo, 2007).

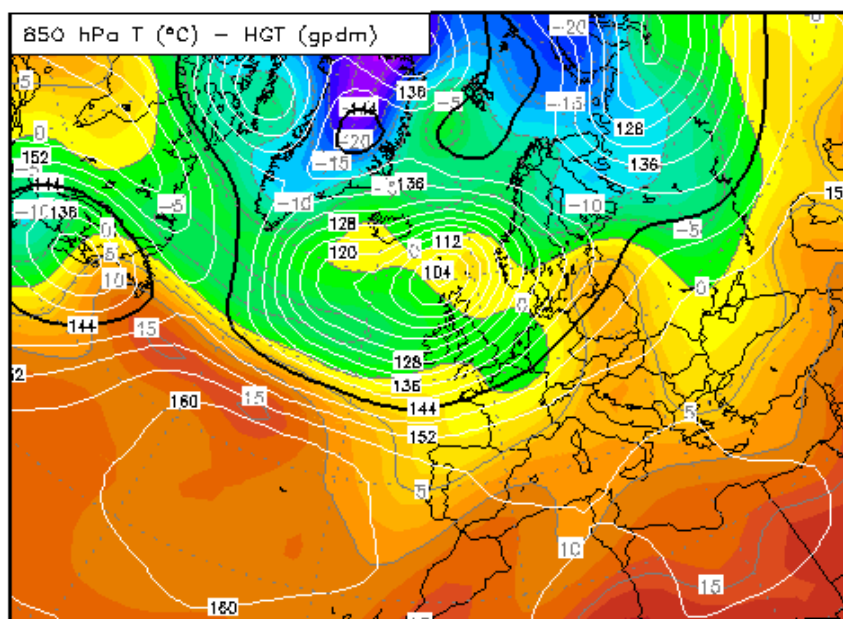
Hlavní povodňová vlna spojená s největšími srážkovými úhrny proběhla v jihozápadní Anglii v období od 10. do 14. října 2000. Tyto srážkové úhrny byly ovšem spíše lokálního měřítka a z větší části byly způsobeny konvektivními srážkami (Risk Management Solutions, 2000), takže nejsou vhodné k analýze anomálií toku vlhkosti. Další významná srážková epizoda proběhla přibližně o dva týdny později, od 26. 10. do 3. 11. 2000. Nejvyšších srážkových úhrnů v tomto období bylo například na stanici Brize Norton ve střední Anglii dosaženo 29. října, kdy zde spadlo 32 mm srážek (tab. 4.13).

**Tab. 4.13: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Brize Norton v období 27.–31. 10. 2000**

Datum	27.10.	28.10.	29.10.	30.10.	31.10.
Srážky	0,6	11	32	6	6

V období předcházejícím silným srážkám se v severním Atlantiku nachází hluboká cyklóna, která se postupně posouvá k západu. 29. října dochází ke vzniku nové cyklóny ovlivňující povětrnostní situaci na Britských ostrovech, jejíž střed se nachází severně od Skotska (obr. 4.24). Druhým řídícím tlakovým útvarem je anticyklóna ve středním Atlantiku se středem v oblasti Azorských ostrovů. Mezi nimi vzniká velký horizontální tlakový gradient, který vede k intenzivnímu západnímu proudění v oblasti Anglie a Walesu.

Tok vlhkosti v období silných srážek vykazuje poměrně vysokou anomálii, především den před silnými srážkami, kdy hodnota jeho kumulativní distribuční funkce



**Obr. 4.24: Synoptická situace v Evropě 29. 10. 2000 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)**

činí 97 % (tab. 4.14). Vyšší hodnota než 90 % je zaznamenána ještě 27. 10. a 29. 10., tedy v den s nejvyšším srážkovým úhrnem. V dalších dnech velikost toku vlhkosti klesá a významně klesají také srážkové úhrny. Směr větru je po celou dobu víceméně západní.

Zajímavá je postupná změna významu dílčích veličin na utváření toku vlhkosti. Na počátku srážkové události, 27. října, dosahuje anomálně vysokých hodnot vlhkost vzduchu, která ovšem postupně v průběhu celého sledovaného období klesá (tab. 4.14). Naopak rychlost větru je zpočátku relativně nízká, ovšem už 28. října dosahuje velmi vysokých hodnot, kdy hodnota její kumulativní distribuční funkce překračuje 98,5 %. Vysoká rychlost větru se udržuje ještě následující dva dny, i kdy postupně klesá. Vysoké hodnoty toku vlhkosti před dnem s nejvyššími srážkami jsou tedy způsobeny především vlhkostí vzduchu, avšak v době vysokých srážkových úhrnů má větší význam vítr.

**Tab. 4.14: Hodnoty veličin během srážkové události ve Velké Británii 2000** Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích 52,5° s. š., 5° z. d. v období 27.–31. 10. 2000. Tučně vytištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Brize Norton.

	Vítr		Vlhkost		Tok vlhkosti		
27.10.	13,09	<b>69,77</b>	6,87	<b>91,83</b>	99,55	<b>90,83</b>	<b>Z</b>
28.10.	26,72	<b>98,64</b>	6,25	<b>85,96</b>	140,59	<b>97,13</b>	<b>JZ</b>
29.10.	20,81	<b>93,55</b>	4,10	<b>49,14</b>	102,86	<b>91,69</b>	<b>Z</b>
30.10.	20,15	<b>92,41</b>	3,43	<b>30,23</b>	86,24	<b>85,89</b>	<b>Z</b>
31.10.	14,93	<b>77,65</b>	3,14	<b>22,99</b>	67,04	<b>76,00</b>	<b>Z</b>

#### 4.5.8 Čechy 2002

V srpnu 2002 proběhly v České republice pravděpodobně nejhorší povodně v novodobé historii. Vedle České republiky bylo zasaženo také Rakousko a Německo. Celkem si povodně vyžádaly 47 obětí, z toho 21 v Německu, 17 v České republice a 9 v Rakousku (Barredo, 2007). Odhadem více než tisíciletého průtoku bylo dosaženo na Vltavě, Blanici, Malši, Lužnici a Nežárce. Na mnoha dalších tocích bylo dosaženo pětisetletého nebo stoletého průtoku. Jedná se především o řeky v Jihočeském, Plzeňském, Středočeském, Ústeckém a Jihomoravském kraji a v Praze (Brázdil a kol., 2005).

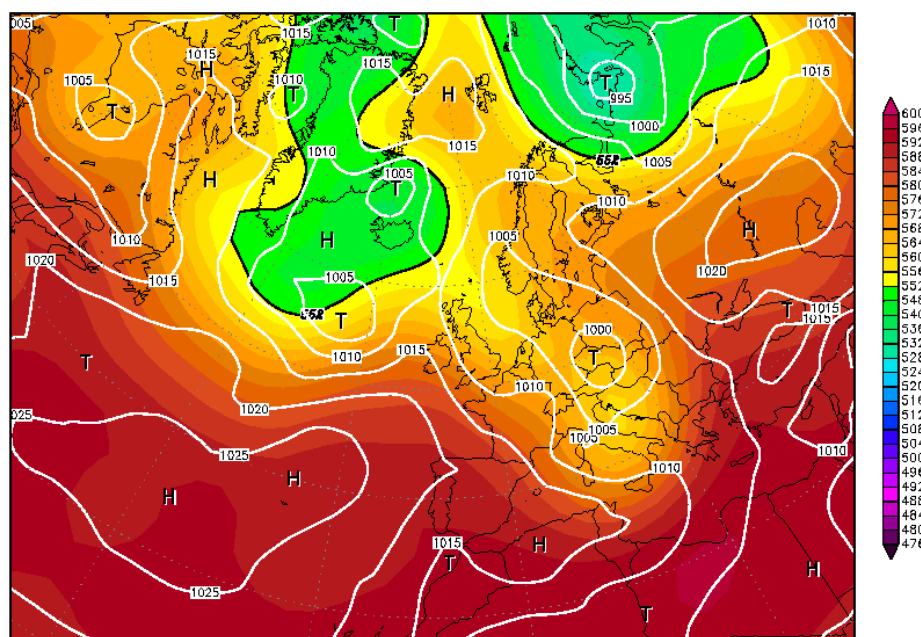
Extrémně silné srážky a následné povodně v České republice v srpnu 2002 proběhly ve dvou vlnách. První se odehrála ve dnech 6.–7. srpna a již ta způsobila na některých tocích v Jihočeském kraji dosažení stoletých průtoků. Druhá vlna srážek pak následovala 11.–13. srpna. Srážkové úhrny během druhé vlny srážek na většině míst České republiky překonaly první vlnu. Nejvyšší úhrny byly naměřeny na Šumavě, v Novohradských a Krušných horách (Brázdil et al., 2005). Vůbec nejvyšší srážkový

úhrn této povodňové události byl zaznamenán 12. 8. 2002 na Cínovci (Zinnwald) v Krušných horách, kde spadlo 312 mm srážek. Na většině zasaženého území byl právě 12. srpen nejdeštivějším dnem této srážkové epizody (tab. 4.15). 13. srpna začala srážková činnost od jihozápadu postupně slábnout, intenzivní srážky se vyskytovaly ještě v Krkonoších a Jizerských horách. 14. srpna pak ustaly téměř úplně (Sandev et al., 2003; Brázdil et al., 2007).

**Tab. 4.15: Denní srážkové úhrny [mm] na stanici Zinnwald v období 10.–14. 8. 2002** (Zdroj: Sandev et al., 2003)

Datum	10.8.	11.8.	12.8.	13.8.	14.8.
Srážky	0	68	312	26	1

Jedenáctého srpna 2002 se nad střední Itálií nachází na tuto roční dobu hluboká cyklóna, která se v následujících dnech posouvá přes Rakousko a Čechy nad východní Německo, kam dorazí 13. srpna. Cyklóna se posouvá po dráze Vb, avšak západněji než je obvyklé a téměř přímo k severu (Brázdil et al., 2005). Významu pohybu cyklón po dráze Vb pro extrémní srážkové úhrny ve střední Evropě se blíže věnuje kap. 2.3.2. 12. srpna se západ České republiky nachází na přední straně cyklóny, tedy v oblasti severního proudění (obr. 4.25), stejně jako tomu bylo i v případě druhé extrémní povodně v České republice, v červenci 1997.



**Obr. 4.25: Synoptická situace v Evropě 12. 8. 2002 12 UTC – geopotenciální výška a teplota v hladině 850 hPa** (Zdroj: Wetterzentrale, 2012)

Velikost toku vlhkosti před začátkem hlavní srážkové události nevykazuje žádnou anomálii a je jen mírně nadprůměrná (tab. 4.16). V den hlavní srážkové události, tedy 12. srpna, už ale hodnota kumulativní distribuční funkce velikosti toku vlhkosti překračuje 90 %, stejně tomu je také v dalších dnech. Nejvyšší hodnoty je dosaženo 13. srpna, kdy anomálie toku vlhkosti dosahuje 99,8 %. Směr toku vlhkosti je před začátkem silných srážek jihovýchodní, v době silných srážek se mění na severozápadní.

Zajímavé je porovnání anomálií dílčích veličin tvořících tok vlhkosti. V období předcházejícím extrémním srážkám má dominantní význam pro tok vlhkosti vlhkost vzduchu, jejíž hodnota kumulativní distribuční funkce ve dnech 10. a 11. srpna překračuje 90 %. V samotný den s největším srážkovým úhrnem už význam vlhkosti vzduchu klesá a naopak roste význam větru. Ten dosahuje nejvyšší rychlosti 13. srpna, kdy jeho rychlost na hladině 850 hPa překračuje  $22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . To znamená pro dané období anomálii 99,7 %, tedy jednu z nejvyšších hodnot, která byla kdy v této části roku v tomto gridovém bodě na hladině 850 hPa naměřena.

**Tab. 4.16: Hodnoty veličin během srážkové události v Čechách 2002** Rychlost větru [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ], měrná vlhkost vzduchu [ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ], velikost toku vlhkosti [ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a jeho směr na tlakové hladině 850 hPa ve 12 hodin UTC v gridovém bodě se středem o souřadnicích  $50^\circ$  s. š.,  $15^\circ$  v. d. v období 10.–14. 8. 2002. Tučně vytištěné hodnoty udávají hodnotu kumulativní distribuční funkce dané veličiny. Šedě zvýrazněný řádek zachycuje den s nejvyšším srážkovým úhrnem na stanici Zinnwald.

	Víte		Vlhkost		Tok vlhkosti		
10.8.	5,30	<b>43,34</b>	9,10	<b>91,98</b>	48,95	<b>68,05</b>	JV
11.8.	10,64	<b>86,39</b>	9,10	<b>92,05</b>	55,29	<b>75,29</b>	JV
12.8.	10,86	<b>87,32</b>	7,75	<b>69,99</b>	75,80	<b>92,05</b>	SZ
13.8.	22,18	<b>99,71</b>	7,84	<b>71,63</b>	140,70	<b>99,79</b>	SZ
14.8.	11,53	<b>89,47</b>	8,07	<b>75,86</b>	96,21	<b>97,49</b>	SZ

## 5. SHRUTÍ VÝSLEDKŮ A JEJICH DISKUZE

V kap. 4.1 je popsána klimatologie toku vlhkosti v euroatlantické oblasti na izobarické hladině 850 hPa. Průměrná denní velikost toku vlhkosti v celé oblasti v letech 1951–2009 dosahuje  $3021 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ , ale má velkou prostorovou variabilitu. Nejvyšších hodnot dosahuje okolo 55. rovnoběžky, směrem na sever i na jih postupně klesá. Vyšších hodnot je dosahováno nad oceánem než nad pevninou. V ročním chodu je průměrná velikost toku vlhkosti největší na podzim, nejmenší na jaře.

Převládajícím směrem toku vlhkosti v zájmové oblasti je směr západní, který výrazně převyšuje východní směr. Naopak oba směry meridionálního toku vlhkosti jsou přibližně vyrovnané. Roční chod toku vlhkosti z jednotlivých směrů se regionálně značně liší.

Kap. 4.2 se snaží potvrdit, nebo vyvrátit hypotézu, že srážkové úhrny korelují s velikostí toku vlhkosti. Je provedena korelační analýza, která pro některé oblasti hypotézu potvrzuje, pro jiné nikoliv. Velikost korelace mezi gridovanými měsíčními srážkovými úhrny a měsíční velikostí toku vlhkosti v některých oblastech překračuje 0,8 a přibližně na polovině zkoumaného území je vyšší než 0,5. Nejvyšší korelace je dosahováno na západním pobřeží Evropy, směrem na východ korelace postupně klesá. V některých oblastech, zejména ve východním Středomoří, srážkové úhrny s velikostí toku vlhkosti nekorelují, nicméně rozloha tokových oblastí je relativně malá.

V ročním chodu jsou korelace mezi srážkovými úhrny a velikostí toku vlhkosti nejvyšší v zimě, naopak nejmenší v létě. To pravděpodobně souvisí s typem srážek, v létě se častěji vyskytují srážky konvektivního původu. K tomu, abychom mohli prohlásit, že s tokem vlhkosti lépe korelují vrstevnaté srážky oproti konvektivním, bychom museli ještě provést další výzkum, ale už současné dosažené výsledky a výsledky dalších autorů naznačují, že tomu tak je. Například Sodemann et Zubler (2010), kteří hledají zdroje vlhkosti pro srážky v Alpách, zjišťují, že v zimě je hlavním zdrojem srážkové vody severní Atlantik, zatímco v létě pevnina. Voda se v létě transportuje na menší vzdálenosti.

Pro korelační analýzu v kap. 4.3 je tok vlhkosti rozdělen do čtyř směrů a jeho velikost z každého z nich je analyzována zvlášť. Není možné jednoznačně prohlásit, že

by byla korelace srážkových úhrnů s některým ze směrů toku vlhkosti nejvyšší. Zájmovou oblast můžeme rozdělit do několika oblastí, v každé z nich srážky nejlépe korespondují s jiným směrem. Na západním pobřeží Evropy srážky nejvíce korelují se západním směrem toku vlhkosti. Ve Středomoří a ve východní Evropě dominuje jižní směr. V oblasti střední Evropy srážky nejlépe korelují se severním a východním tokem vlhkosti. Ke stejnému výsledku dochází také Müller et al. (2009), i když jejich studie nezkoumá korelace srážek a toku vlhkosti obecně, ale pouze v případech silných srážek ve střední Evropě.

Problémem při studiu korelace mezi srážkami a tokem vlhkosti z jednotlivých směrů v jednotlivých ročních obdobích je často nízký počet měsíců, ve kterých určitý směr toku vlhkosti dominoval. Například v některých oblastech České republiky je velikost korelace mezi tokem vlhkosti od severu a měsíčními srážkovými úhrny v létě až 0,82, avšak tento údaj byl vypočítán pouze ze sedmi měsíců, a proto tuto korelaci nemůžeme považovat za statisticky významnou.

Kap. 4.4 se snaží zjistit, jestli je vyšších ročních srážkových úhrnů při stejné velikosti toku vlhkosti dosahováno při větších rychlostech větru, nebo při vyšších vlhkostech vzduchu. Analyzováno je šest gridových bodů, nicméně významnější závislost je ze zkoumaných bodů možné najít pouze v Irsku, kde je vyšších srážkových úhrnů dosahováno při vyšších rychlostech větru. V ostatních zkoumaných bodech je závislost slabá. Obecně tedy na základě dosažených výsledků není možné říct, jestli je vyšších srážek při stejné velikosti toku vlhkosti dosahováno, pokud je tok vlhkosti tvořen z větší části větrem, nebo vlhkostí vzduchu.

Problémem, který pravděpodobně způsobuje špatné výsledky v této části práce, je nevhodně zvolený časový úsek, na kterém jsou data analyzována. Pracuje se totiž s ročními úhrny toku vlhkosti a s ročními průměry rychlosti větru a vlhkosti vzduchu. Rok je ovšem příliš dlouhá doba a dochází během něj k výraznému shlazení odchylek jednotlivých veličin od průměru. Použití měsíčních hodnot zase brání roční chody jednotlivých veličin i srážek. Pokud například v některé oblasti dominují zimní srážky, je pravděpodobné, že by vyšších srážkových úhrnů bylo dosaženo v měsících s vysokou rychlostí větru, protože rychlost větru je také v průměru v zimě vyšší, zatímco měrná vlhkost vzduchu je v zimě nižší než v létě (Lemarie, 2010). V oblastech s dominancí letních srážek by výsledky byly nejspíš přesně opačné. Řešením by mohla být normalizace měsíčních srážkových úhrnů.

Kap. 4.5 zkoumá tok vlhkosti a veličiny, které jej tvoří, ve vybraných případech silných velkoplošných srážek. Ve všech zkoumaných případech se vždy alespoň jeden den z období, kdy se silné srážky vyskytovaly, objevuje anomálie toku vlhkosti. Tato anomálie se nemusí vždy vyskytovat v den s nejvyššími srážkovými úhrny, i když většinou tomu tak je. Například v případě silných srážek v lednu 1995 ve Francii dosahuje tok vlhkosti vysokých hodnot ve dnech s vysokými srážkovými úhrny, zatímco ve dnech, kdy srážková činnost zeslábla, je také tok vlhkosti výrazně menší. Výsledky



výzkumu této srážkové události korespondují s výsledky dosaženými v kapitole 2.2, které nacházejí vysokou korelaci mezi tokem vlhkosti a měsíčními srážkovými úhrny v zimě na západním pobřeží Evropy. Je tedy možné, že podobně vysokou korelaci bychom v této oblasti našli také mezi tokem vlhkosti a denními srážkovými úhrny v zimě.

Anomálie rychlosti větru a vlhkosti vzduchu se ve většině vybraných událostí také vyskytují, ale ne vždy. V některých případech je v období se silnými srážkami anomálně vysoká rychlost větru, v jiných vlhkost vzduchu, takže na základě dosažených výsledků nemůžeme obecně rozhodnout, která z těchto veličin je hlavní příčinou vysokého toku vlhkosti v případech silných srážek. Nicméně výsledky ze dvou srážkových událostí na území České republiky shodně ukazují, že v období předcházejícím silným srážkám dominuje vlhkost vzduchu, zatímco v době silných srážek vlhkost vzduchu klesá a výrazných anomálií dosahuje rychlost větru. K tomu, abychom zjistili, jestli tyto zákonitosti platí při všech případech silných srážek v České republice, je potřeba provést další výzkum. Stejně tak je potřeba dále zkoumat, jestli jsou si také v jiných oblastech Evropy případy silných srážek z pohledu dominance veličin, ze kterých je odvozen tok vlhkosti, podobné.

Anomáliím toku vlhkosti v případech silných srážek v České republice v letech 1997 a 2002 se věnují také Řezáčová et al. (2005), kteří hledají anomálie meridionální složky toku vlhkosti. Zjišťují, že v obou těchto případech dosahuje hodnota kumulativní distribuční funkce meridionální složky toku vlhkosti hodnot převyšujících 99 %. V předkládané diplomové práci jsou anomálie hledány z hlediska celkové velikosti toku vlhkosti, takže hodnoty kumulativní distribuční funkce jsou nižší, ale přesto velmi vysoké, čímž se výsledky těchto studií vzájemně potvrzují. Anomáliím toku vlhkosti ve střední Evropě v době silných srážek se věnují také Müller et al. (2009), kteří určují průměrnou odchylku jednotlivých složek toku vlhkosti v několika epizodách silných srážek ve střední Evropě. Také oni nacházejí v těchto případech výraznou anomálii toku vlhkosti od severu.

## 6. ZÁVĚR

Ačkoliv se v posledních letech objevují studie zkoumající tok vlhkosti a jeho vliv na srážkové úhrny, přesto zůstává tato veličina poměrně málo prozkoumaná. V předkládané diplomové práci jsem se pokusil navázat na výzkumnou činnost autorů, kteří se toku vlhkosti věnují, a odhalil jsem některé další zákonitosti spojené s touto meteorologickou veličinou. V této činnosti je možné pokračovat a na moji diplomovou práci dále navázat.

Velký význam pro předpověď silných srážek, které vedou často k ničivým povodním, má další výzkum toku vlhkosti v takových případech. Některé výsledky, kterých jsem v této práci dosáhl, naznačují, že existuje vysoká korelace mezi velikostí toku vlhkosti a denními srážkovými úhrny. Tuto korelaci by bylo dobré kvantifikovat pro celé území Evropy, a to nejen pro dny s extrémními srážkami. V předkládané práci je zkoumáno pouze osm událostí, a to je příliš málo na to, aby bylo možné vyvodit nějaké obecné závěry. Sice se podařilo odhalit, že silné srážky velkého plošného rozsahu jsou obvykle doprovázeny velkými toky vlhkosti, ale bylo by dobré zjistit, zda je tomu i naopak, tedy jestli velký tok vlhkosti vždy doprovázejí silné srážky. V práci je pro každou zkoumanou situaci zjišťován také směr toku vlhkosti, ovšem není jasné, jestli jsou silné srážky na daném území vždy spojeny s tímto směrem, nebo zda se jedná spíše o náhodu.

Vliv větru a vlhkosti vzduchu na velikost toku vlhkosti je možné zkoumat také pro různé směry toku vlhkosti, případně můžeme zkoumat jejich vliv při extrémních hodnotách velikosti toku vlhkosti, ať už vysokých nebo nízkých. Velkým tokům vlhkosti se z tohoto pohledu tato práce částečně věnuje, ovšem pouze v případech silných srážek. Příčinami malých toků vlhkosti se dosud nikdo nezabýval.

Nejvíce studií, které vznikly o toku vlhkosti, se věnuje oblastem střední Evropy a Alp. Tyto oblasti jsou tedy z pohledu zákonitostí toku vlhkosti nejlépe prozkoumané, i když zdaleka ne úplně. Výzkum toku vlhkosti v jiných oblastech Evropy je teprve na začátku, mimo Evropu není tok vlhkosti zkoumán vůbec. Další výzkum toku vlhkosti by se tedy mohl zaměřit na jiné oblasti světa.

Z toho, co bylo napsáno, vyplývá, že tok vlhkosti zatím není příliš prozkoumán a nabízí spoustu možností dalšího výzkumu. Lepší poznání zákonitostí s ním spojených by nám mohlo pomoci lépe předpovídat extrémní srážky a snížit tak škody, které tyto události přinášejí.

## SEZNAM ZDROJŮ INFORMACÍ

- ANDÓ, M.; VÁGÁS, I. 1972. The great flood in the Tisza basin in 1970. *Tiscia*. 1972, roč. 8, s. 9–32
- BARREDO, J. I. 2007. Major flood disasters in Europe: 1960–2005. *Nat Hazards*. 2002, roč. 42, s. 125–148
- BARTOŠ, P. 2008. Povodně v roce 1997 [online]. 2008 [cit. 2012-04-21]. Dostupné z URL <<http://povodne97.nazory.cz/>>
- BEDNÁŘ, J. 2002. *Meteorologie: Úvod do studia dějů v zemské atmosféře*. 1. vydání. Praha: Portál, 2002. 223 s. ISBN 80-7178-653-5
- BELTRANDO, G. 2004. *Les Climats: Processus, variabilité et risques*. 1. vydání. Paris: Armand Colin, 2004. 260 s. ISBN 2-200-26238-8
- BENCO, M. 2009. *Typy poveternostných situací a tok vlhkosti v Čechách* [rukopis]. Praha, 2009. 69 s. Diplomová práce na PřF UK
- BLÜTHGEN, J. 1966. *Allgemeine klimageographie*. 2. vydání. Berlin: Walter de Gruyter & co., 1966. 720 s.
- BRÁZDIL, R.; DOBROVOLNÝ, P.; ELLEDER, L.; KAKOS, V.; KOTYZA, O.; KVĚTOŇ, V.; MACKOVÁ, J.; MÜLLER, M.; ŠTEKL, J.; TOLASZ, R.; VALÁŠEK, H. 2005. *Historické a současné povodně v České republice*. 1. vydání. Brno, Praha: Masarykova univerzita, Český hydrometeorologický ústav, 2005. 369 s. ISBN 80-210-3864-0
- BRÁZDIL, R.; CHROMÁ, K.; DOBROVOLNÝ, P.; TOLASZ, T. 2009. Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961–2005. *International Journal of Climatology*. 2009, roč. 29, s. 223–242
- BUZZI, A.; FOSCHINI, L. 2000. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the Southern Alpine region. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2000, roč. 72, s. 131–146

- CAVAZOS, T. 1998. Large-scale circulation anomalies conducive to extreme precipitation events and derivation of daily rainfall in northeastern Mexico and southeastern Texas. *Journal of Climate*. 1998, roč. 12, s. 1506-1523
- CPC. 2012 [online]. Camp Springs [cit. 2012-04-14]. Dostupné z URL <<http://cpc.ncep.noaa.gov/>>
- CRU. 2012. [online]. Norwich [cit. 2012-03-12]. Dostupné z URL <<http://www.cru.uea.ac.uk/>>
- Český hydrometeorologický ústav. 2007. *Atlas podnebí Česka 1961–2000*. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1
- DAŇHELKA, J. 2011. *Metody v operativní hydrometeorologii* [rukopis] Praha. 2011. Poznámky z přednášek na PřF UK
- DVOŘÁK, P. 2008. *Počasí takřka populárně*. 1. vydání. Cheb: Svět křídel, 2008. 224 s. ISBN 978-80-86808-57-4
- DWD. 2012 [online] Offenbach [cit. 2012-04-13]. Dostupné z URL <<http://www.dwd.de/>>
- ECA&D [online] De Bilt [cit. 2012-04-13]. Dostupné z URL <<http://eca.knmi.nl/>>
- ECMWF. 2012 [online]. Reading [cit. 2012-04-15]. Dostupné z URL <<http://www.ecmwf.int/>>
- ESRL. 2012. [online]. Boulder [cit. 2012-03-02]. Dostupné z URL <<http://esrl.noaa.gov/>>
- FEHLMANN, R.; QUADRI, C. 2000. Predictability issues of heavy Alpine south-side precipitation. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2000, roč. 72, s. 223–231
- FREI, Ch.; SCHÄR, Ch. 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*. 1998, roč. 18, s. 873–900
- GLAZIRIN, G. E. 1997. Precipitation distribution with altitude. *Theoretical and Applied Climatology*. 1997, roč. 58, s. 141–145
- GLOBEVNIK, L.; MIKOŠ, M. 2009. Boundary conditions morphodynamic processes in the Mura river in Slovenia. *Catena*. 1998, roč. 79, s. 265–276
- HOINKA, K. P.; DAVIES, H. C. 2007. Upper-tropospheric flow features and the Alps: An overview. *Quarterly journal of Royal Meteorological Society*. 2007, roč. 133, s. 847–865

- HERINK, J.; KASTNER, J. 2001. *Školní atlas Evropy*. 1. vydání. Praha: Kartografie Praha, 2001. 48 s. ISBN 80-7011-609-9
- HOMAR, V.; JANSÀ, A.; CAMPINS, J.; GENOVÉS, A.; RAMIS, C. 2007. Towards a systematic climatology of sensitivities of Mediterranean high impact weather: A contribution based on intense cyclones. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2007, roč. 7, s. 445–454
- HOVMÖLLER, E. 1949. The trough and ridge diagram. *Tellus*. 1949, roč. 1, č. 2, s. 62–66
- JACOBET, J.; PHILIPP, A.; NONNENMACHEM, N. 2006. Atmospheric circulation dynamics linked with prominent discharge events in Central Europe. *Hydrological Sciences Journal*. 2006, roč. 51, č. 5, s. 946–965
- JAMES, P.; STOHL, A.; SPICHTINGER, P.; ECKHARDT, S.; FORSTER, C. 2004. Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2004, č. 4, s. 733–746
- KALNAY, E. et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996, roč. 77, č. 3, s. 437–471
- KISTLER, R. et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2001, roč. 82, č. 2, s. 247–268
- Klimadiagramme. 2011. *Klimadiagramme weltweit* [online]. Offenbach [cit. 2011-11-17]. Dostupné z URL <<http://www.klimadiagramme.de>>
- LEMARIE, P. 2010. *Vliv charakteristik větru a vlhkosti vzduchu na velikost a směr toku vlhkosti*. [rukopis]. Praha, 2010. 47 s. Bakalářská práce na PŘF UK
- LUPIKASZA, E. 2010. Relationships between occurrence of high precipitation and atmospheric circulation in Poland using different classifications of circulation types. *Physics and Chemistry of the Earth*. 2010, roč. 35, č. 9–12, s. 448–455
- MARTYN, D. 1985. *Klimaty kuli ziemskiej*. 1. vydání. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1985. 666 s. ISBN 83-01-04821-2
- MARTIUS, O.; ZENKLUSEN, E.; SCHWIERZ, C.; DAVIES, H. C. 2006. Episodes of Alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion: A climatology. *International Journal of Climatology*. 2006, roč. 26, s. 1149–1164

- MUDELSEE, M.; BÖRNGEN, M.; TETZLAFF, G.; GRÜNEWALD, U. 2004. Extreme floods in Central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway „Zugstrasse Vb“. *Journal of Geophysical Research*. 2004, roč. 109, 21 s.
- MÜLLER, M. 2009. *Vybrané kapitoly z hydrometeorologie*. [rukopis]. Praha, 2009. Poznámky z přednášek na ÚFA AV ČR
- MÜLLER, M. 2011. Podnebí jako důsledek geografické polohy. *Geografické rozhledy*. 2011, roč. 21, č. 2, s. 6–7
- MÜLLER, M.; KAŠPAR, M. 2010. Quantitative aspect in circulation type classifications – An example based on evaluation of moisture flux anomalies. *Physics and Chemistry of the Earth*. 2010, roč. 35, s. 484–490
- MÜLLER, M.; KAŠPAR, M. 2011. Association between anomalies of moisture flux and extreme runoff events in the south-eastern Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2011, roč. 11, s. 915–920
- MÜLLER, M.; KAŠPAR, M.; MATSCHULLAT, J. 2009. Heavy rains and extreme rainfall-runoff events in Central Europe from 1951 to 2002. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2009, roč. 9, s. 441–450
- MÜLLER, M.; KAŠPAR, M.; ŘEZÁČOVÁ, D.; SOKOL, Z. 2009. Extremeness of meteorological variables as an indicator of extreme precipitation events. *Atmospheric Research*. 2009, roč. 92, s. 308–317
- NCAR. 2012. [online]. Boulder [cit. 2012-04-15]. Dostupné z URL <<http://ncar.ucar.edu/>>
- NCEP. 2007 [online]. Camp Springs [cit. 2012-04-13]. Dostupné z URL <<http://www.ncep.noaa.gov>>
- PARAJKA, J.; KOHNOVÁ, S.; MERZ, R.; SZOLGAY, J.; HLAVČOVÁ, J.; BLÖSCHL, G. 2009. Comparative analysis of the seasonality of hydrological characteristics in Slovakia and Austria. *Hydrological Sciences Journal*. 2009, roč. 54, č. 3, s. 456–437
- PETROW, T.; MERZ, B.; LINDENSCHMIDT, K.-E.; THIEKEN, A. H. 2007. Aspects of seasonality and flood generating circulation patterns in a mountainous catchment in south-eastern Germany. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2007, 11. s. 1455–1468
- RACKO, S.; EICHLER, Š. 2004. *Meteorologický atlas oblaků* [online]. Praha, 2004 [cit. 2012-04-10]. Dostupné z URL <<http://metmladez.wz.cz/atlasobl/>>

- Risk Management Solutions. 2000. U. K. floods, October, 13–14 2000: Examination of U. K. flood damage during increased rainfall in October 2000. Eastcheap, 2000, 13 s.
- RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. 2005. Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. *2<sup>nd</sup> Workshop of the International Precipitation Working Group*. 2005, 17 s.
- ŘEZÁČOVÁ, D. 2010. *Fyzika meteorologických procesů a jevů* [rukopis]. Praha, 2010. Poznámky z přednášek na ÚFA AV ČR
- ŘEZÁČOVÁ, D.; KAŠPAR, M.; MÜLLER, M.; SOKOL, Z.; KAKOS, V.; HANSLIAN, D.; PEŠICE, P. 2005. A comparison of the flood precipitation episode in August 2002 with historic extreme precipitation events of the Czech territory. *Atmospheric Research*. 2005, roč. 77, s. 354–366
- ŘEZÁČOVÁ, D.; NOVÁK, P.; KAŠPAR, M.; SETVÁK, M. 2007. *Fyzika oblaků a srážek*. 1. vydání. Praha: Academia, 2007. 257 s. ISBN 978-80-200-1505-1
- SALSINI, P. 2012. The Flood of Florence, November, 4, 1966. *A Tuscan trilogy* [online]. Florence, 2010 [cit. 2012-04-20]. Dostupné z URL <<http://www.atuscantrilogy.com/flood.php>>
- SANDEV, M. et al. 2003. Vyhodnocení katastrofální povodně v srpnu 2002. *Český hydrometeorologický ústav* [online]. Praha, 2003 [cit. 2012-04-21]. Dostupné z URL <<http://old.chmi.cz/kpovoden.html/>>
- SEIBERT, P.; FRANK, A.; FORMAYER, H. 2007. Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria. *Theoretical and Applied Climatology*. 2007, roč. 87, s. 139–153
- SOBÍŠEK, B. et al. 1993. *Meteorologický slovník výkladový & terminologický*. 1. vydání. Praha: Academia, 1993. 594 s. ISBN 80-85368-45-5
- SODEMANN, H.; WERNLI, H.; SCHWIERZ, C. 2009. Sources of water vapour contributing to the Elbe flood in August 2002 – A tagging study in a mesoscale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2009, roč. 135, s. 205–223
- SODEMANN, H.; ZUBLER, E. 2010. Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2005. *International Journal of Climatology*. 2010, roč. 30, s. 947–961



- SCHNEIDEREIT, M.; SCHÄR, C. 2000. Idealised numerical experiments of Alpine flow regimes and southside precipitation event. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2007, roč. 72, s. 233–250
- STOHL, A.; JAMES, P. 2005. A lagrangian alalysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between earth's ocean basins and river catchments. *Journal of Hydrometeorology*. 2005, č. 6, s. 961–984
- STOWE, K. 1983. *Ocean Science*. 1. vydání. New York: John Wiley & Sons, inc., 1983. 673 s. ISBN 0-471-86719-5
- TURATO, B.; REALE, O.; SICCARDI, F. 2004. Water vapor sources of October 2000 Piedmont flood. *Journal of Hydrometeorology*. 2004, č. 5, s. 693–712
- UPPALA, S. M. et al. 2006. The ERA-50 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2006, roč. 131, č. 612, s 2961–3012
- USTRNUL, Z.; CZEKIERDA, D. 2001. Circulation backgrounds of the atmospheric precipitation in Central Europe (based on the Polish example). *Meteorologische Zeitschrift*. 2001, roč. 10, č. 2, s. 103–111
- VYSOUDIL, M. 1997. *Meteorologie a klimatologie pro geografy*. 1. vydání. Olomouc: Vydavatelství Univerzity Palackého, 1997. 232 s. ISBN 80-7067-773-2
- WANNER, H.; RICKLI, R.; SALVISBERG, E.; SCHMUTZ, C.; SCHÜEPP, M. 1997. Global climate change and variability and influence on Alpine climate – Concepsts and observations. *Theoretical and Applied Climatology*. 1997, roč. 58, č. 221–243
- Wettergefahren-Fruehwarnung. 2012. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung* [online]. Offenbach [cit. 2012-04-12]. Dostupné z URL <<http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/>>
- Wetterzentrale. 2012 [online]. Bad Herenalb [cit. 2012-04-20]. Dostupné z URL <<http://www.wetterzentrale.de/>>